



PROGRAMA DE CONVERSIÓN DE DEUDA
DE HONDURAS FRENTE A ESPAÑA



Ingeniería en
Energías
Renovables



FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE RELACIÓN SUELO - AGUA - PLANTA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE CIENCIAS
FORESTALES



BCIE

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE RELACIÓN SUELO - AGUA - PLANTA

AUTOR:

PROFESOR: ADRIÁN CHAVARRÍA VIDAL.

RECONOCIMIENTO TÉCNICO:

**CÉSAR AUGUSTO ALVARADO
SANDRA ELIZABETH CERRATO**

DICIEMBRE 2017

CONTENIDO


RELACIÓN - SUELO - AGUA - PLANTA.....	9
ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL AGUA IMPORTANTES EN EL SISTEMA AGUA-SUELO.....	9
TIPOS DE ENLACES.....	9
PROPIEDADES DEL AGUA.....	10
EL AGUA COMO UN LÍQUIDO POLAR.....	10
EL ENLACE DE HIDRÓGENO.....	11
VISCOSIDAD DEL AGUA.....	11
DENSIDAD DEL AGUA.....	12
TENSIÓN SUPERFICIAL.....	12
CALOR ESPECÍFICO DE FUSIÓN Y EL PUNTO DE CONGELACIÓN.....	17
PRESIÓN DE VAPOR.....	17
HUMEDAD ABSOLUTA DEL AIRE.....	18
PUNTO DE EBULLICIÓN.....	23
TRANSPARENCIA A LA RADIACIÓN VISIBLE.....	23
FUERZAS DE ATRACCIÓN.....	23
UNIDADES DE PRESIÓN.....	25
FATIGA TENSORA O FUERZA TENSIL DEL AGUA.....	25
CAVITACIÓN.....	26
PROCESOS Y CONDICIONES EN LA PLANTA Y PROPIEDADES FÍSICO - QUÍMICAS DEL AGUA.....	27
EL USO METABÓLICO DEL AGUA POR LAS PLANTAS.....	27
DISOLUCIONES, UNIDADES DE CONCENTRACIÓN, INTERACCIONES Y FACTORES QUE INFLUYEN SOLUTO SOLVENTE, PROPIEDADES COLIGATIVAS DE LAS DISOLUCIONES Y SISTEMAS COLOIDALES.....	29
MEZCLAS.....	29
CONCEPTO DE SOLUCIÓN (LLAMADO DISOLUCIÓN).....	31
UNIDADES DE CONCENTRACIÓN LAS CUALES SE EXPRESA EN PORCENTAJE EN PESO.....	33
PORCENTAJE VOLUMEN EN VOLUMEN.....	35
PORCENTAJE MASA - VOLUMEN.....	35
PARTES POR MILLÓN (PPM).....	36
PROPIEDADES BÁSICAS DE LA MATERIA.....	36
EFECTO DE LA TEMPERATURA.....	36
EFECTO DE LA PRESIÓN.....	37
PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS DISOLUCIONES.....	37
PROPIEDADES COLIGATIVAS DE LAS DISOLUCIONES.....	37
PRESIÓN DE VAPOR.....	38
PUNTO DE EBULLICIÓN.....	39
PUNTO DE CONGELACIÓN.....	40
PRESIÓN OSMÓTICA.....	40
SISTEMAS COLOIDALES.....	42
PROPIEDADES DE LOS COLOIDES.....	43
DIFERENCIAS ENTRE LAS MEZCLAS Y LOS COMPUESTOS.....	45
PROPIEDADES DEL SUELO QUE INFLUYEN EN EL COMPORTAMIENTO DEL AGUA.....	46
ESTRUCTURA DEL AGUA EN LA INTERFACE DEL COLOIDE Y PELÍCULA DE AGUA QUE LE RODEA.....	47
AGUA DE HIDRATACIÓN CAPILAR.....	47

PROCESOS DE TRANSPORTE HÍDRICO DENTRO DE LAS PLANTAS.....	48
LA DIFUSIÓN.....	48
EL FLUJO MASAL.....	49
LA OSMOSIS.....	50
PRESIÓN DE TURGENCIA, PLASMÓLISIS E IMBIBICIÓN.....	51
EL CONCEPTO DE POTENCIAL AGUA EN LA CÉLULA.....	52
CUANTIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL POTENCIAL AGUA.....	54
TRANSPORTE HÍDRICO.....	57
ABSORCIÓN VINCULADA A LA TRANSPIRACIÓN.....	57
FACTORES QUE AFECTAN LA PERMEABILIDAD RADICAL.....	57
COEFICIENTE DEL MOVIMIENTO O DE FLUJO DEL AGUA.....	58
AIREACIÓN DE SUELOS Y DESARROLLO DE LAS PLANTAS.....	58
LA NATURALEZA DE LA AIREACIÓN DEL SUELO.....	58
AIREACIÓN DEL SUELO EN EL TERRENO.....	59
EXCESO DE HUMEDAD.....	60
INTERCAMBIO GASEOSO.....	60
MEDIOS DE CARACTERIZAR LA AIREACIÓN DEL SUELO.....	61
FACTORES QUE AFECTAN LA AIREACIÓN DEL SUELO.....	64
INDICADORES DE SUELOS HÍDRICOS.....	67
EFECTOS FISIOLÓGICOS DE FALTA DE AIREACIÓN EN EL SUELO.....	68
ESTOMAS, LOS RESPONSABLES DEL INTERCAMBIO GASEOSO.....	69
NÚMERO Y TAMAÑO DE LOS ESTOMAS.....	70
TENSIÓN HÍDRICA DENTRO DE LA PLANTA.....	71
REPASO BÁSICO DE LA PLANTA.....	73
PLANTA.....	73
FLOR.....	76
FRUTO.....	81
SEMILLA.....	81
HOJA.....	82
TALLO.....	83
RAÍZ.....	85
FUNCIONES DE LA RAÍZ.....	86
ABASTECIMIENTO DE AGUA A LAS PLANTAS.....	86
EL SISTEMA RADICAL.....	88
RIZOSFERA.....	89
RIZÓSFERA ACIDIFICADA.....	90
CRECIMIENTO DE MICRO ORGANISMOS CONFORME SE ALEJA DE LA RAÍZ.....	90
GASES EN LA RIZÓSFERA.....	91
RELACIÓN: SUELO - AGUA.....	93
POTENCIAL HÍDRICO EN EL SUELO.....	93
CONSTANTES PARA DEFINIR LA RETENCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO.....	94
PORCENTAJE DE SATURACIÓN (CAPACIDAD MÁXIMA DE RETENCIÓN).....	96
CAPACIDAD DE CAMPO (CC).....	96
PUNTO DE MARCHITES PERMANENTE (PMP).....	97
AGUA ÚTIL (AU).....	98
COEFICIENTE HIGROSCÓPICO (CH).....	98
POROSIDAD DE AIREACIÓN.....	98
CONCEPTOS DE VARIABLES FÍSICAS DEL SUELO.....	99
DENSIDAD REAL.....	99
DENSIDAD APARENTE.....	99

POROSIDAD.....	100
DETERMINACION DEL CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO Y FORMA DE EXPRESARLO.....	100
CAPACIDAD DE RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO.....	102
LA CURVA DE RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO.....	106
HISTÉRESIS.....	109
MÉTODOS PARA ESTIMAR EL AGUA DEL SUELO.....	110
TENSÍOMETROS.....	110
MÉTODO DE RESISTENCIA ELÉCTRICA.....	112
MÉTODO DEL TACTO Y VISUAL.....	114
MÉTODO DIELECTRICO O CAPACITANCIA DE BAJA FRECUENCIA.....	114
MÉTODO DEL TDR (TIEMPO DEL DOMINIO DE REFLECTOMETRÍA).....	115
MÉTODO DEL DOMINIO (FD): CAPACITANCIA Y FDR.....	116
SONDA DE NEUTRONES.....	116
MEDICIÓN DEL AGUA POR MEDIO DEL PUNTO DE ROCÍO.....	117
HUMEDAD DEL SUELO EXPRESADA COMO LÁMINA DE AGUA.....	118
USO CONSUNTIVO DIARIO Y PERIODO CRÍTICO EN CULTIVOS, TANQUE EVAPORÍMETRO, RADIACIÓN.....	121
TEMPERATURA Y CALOR.....	121
UNIDADES UTILIZADAS.....	122
CLASES DE TEMPERATURA UTILIZADAS EN METEOROLOGÍA.....	122
TEMPERATURA DEL AIRE.....	122
TEMPERATURA DEL SUELO.....	123
TRANSFERENCIA DE CALOR.....	123
RADIACIÓN E INSOLACIÓN.....	123
UNIDADES E INSTRUMENTOS DE MEDIDAS RADIOMÉTRICAS O MEDIDAS DE LA RADIACIÓN SOLAR, MEDIDAS FOTOMÉTRICAS Y LA INSOLACIÓN.....	123
RADIACIÓN FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA.....	128
RELACIÓN ENTRE RADIACIÓN Y TEMPERATURA.....	128
HUMEDAD ATMOSFÉRICA.....	129
PRESIÓN DE VAPOR A SATURACIÓN.....	129
PENDIENTE DE LA CURVA DE PRESIÓN DE SATURACIÓN DE VAPOR (Δ).....	130
PRESIÓN REAL DE VAPOR (EACT) DERIVADA DE LA TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCÍO.....	130
PRESIÓN REAL O ACTUAL DE VAPOR (EACT) DERIVADA DE DATOS PSICROMÉTRICOS.....	131
PRESIÓN REAL DE VAPOR (EACT) DERIVADA DE DATOS DE HUMEDAD RELATIVA.....	132
DÉFICIT DE PRESIÓN DE VAPOR (ESAT - EACT).....	132
DEFINICIÓN Y CÁLCULO DE HUMEDAD ATMOSFÉRICA.....	132
MEDICIÓN POR MEDIO DE INSTRUMENTOS DE LA HUMEDAD RELATIVA.....	135
RELACIÓN ENTRE LA HUMEDAD RELATIVA Y LA TEMPERATURA DEL AIRE.....	136
PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	137
MEDIDA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	138
UNIDADES.....	138
EQUIPOS DE MEDIDA.....	138
ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	139
CORRECCIONES DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	140
REDUCCIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA A NIVEL DEL MAR.....	141
VARIACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	142
VARIACIÓN VERTICAL DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	142
VARIACIÓN HORIZONTAL DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	142
EFECTOS DE LA ATMÓSFERA SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR.....	143
REFLEXIÓN , ABSORCIÓN Y DISPERSIÓN.....	143

EFFECTO SELECTIVO DE LA ATMÓSFERA.....	143
RADIACIÓN NETA.....	144
MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN NETA.....	144
ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA.....	144
CALCULO DE RNS.....	145
CALCULO DE RNL.....	146
MEDIDA DEL VIENTO.....	159
EVAPORACIÓN.....	159
FACTORES QUE CONTROLAN LA EVAPORACIÓN.....	159
LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE LOS CULTIVOS.....	160
LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO DE REFERENCIA - ETO.....	161
LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL Y DEL CULTIVO (ETR Y ETC).....	161
EL COEFICIENTE DEL CULTIVO - Kc.....	161
VALORES DEL COEFICIENTE DEL CULTIVO - Kc.....	162
EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO (ETC).....	163
FACTORES QUE DETERMINAN EL COEFICIENTE DEL CULTIVO.....	165
TIPO DE CULTIVO.....	165
CLIMA.....	166
MEDIDA DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE UN CULTIVO.....	169
MÉTODO DIRECTO MEDIANTE LISÍMETROS.....	169
MÉTODOS INDIRECTO.....	170
MÉTODOS INDIRECTOS PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (ETO).....	170
ETO SEGÚN EL TANQUE EVAPORÍMETRO CLASE "A".....	171
COEFICIENTE DEL TANQUE EVAPORÍMETRO (KP).....	172
AJUSTES DEL COEFICIENTE.....	172
PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR.....	173
ETO SEGÚN BLANEY Y CRIDDLE.....	173
ETO SEGÚN TURC.....	189
ETO SEGÚN PAPADAKIS.....	191
ETO SEGÚN HARGREAVES.....	192
ETO SEGÚN THORNTHWAITE.....	196
MÉTODO DE JENSEN Y HAISE.....	202
MÉTODO MEJORADO DE JENSEN Y HAISE.....	202
MÉTODO DE LA FAO.....	204
MÉTODO DE IVANOV.....	206
MÉTODO DE STEPHENS-STEWART.....	206
MÉTODO DE JAVIER GARCÍA.....	206
MÉTODO DE CHRISTIANSEN.....	207
METODO DE LINACRE.....	210
MÉTODO DE PENMAN MODIFICADO POR LA FAO (DOORENBOS Y PRUITT).....	210
MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH DE LA FAO.....	215
FLUJO DEL CALOR DEL SUELO (G).....	216
INFILTRACIÓN.....	220
DEFINICIONES.....	220
FACTORES QUE AFECTAN A LA INFILTRACIÓN.....	222
CONDICIONES DE SUPERFICIE.....	222
CARACTERÍSTICAS DEL SUELO.....	223
CARACTERÍSTICAS DEL FLUIDO QUE INFILTRA.....	223
IMPORTANCIA DEL CONOCIMIENTO DE LA INFILTRACIÓN.....	223
MEDICIÓN DE LA INFILTRACIÓN.....	223

INFILTRACIÓN ACUMULADA.....	224
VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN.....	224
MÉTODOS DE MEDIDA DE INFILTRACIÓN ACUMULADA Y VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN.....	224
LAGUNAS DE INFILTRACIÓN.....	225
CILINDROS INFILTRÓMETROS.....	225
CÁLCULO DE LA INFILTRACIÓN PARA LOS CILINDROS INFILTRÓMETROS SIMPLES O DE DOBLE ANILLO POR EL MÉTODO DE KOSTYAKOV.....	227
METODO DEL CILINDRO EXCAVADO EN EL SUELO (MÉTODO DE PORCHET).....	227
MÉTODO DE BOUWER.....	232
SURCOS INFILTRÓMETROS.....	234
MÉTODO DE REPRESA O POCETA.....	235
BALANCE HÍDRICO DEL SUELO.....	235
FRACCIÓN DE LLUVIA INTERCEPTADA POR EL FOLLAJE POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	237
PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	238
PRECIPITACIÓN INFILTRADA POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	238
CÁLCULO DE INFILTRACIÓN PLUVIAL MENSUAL.....	240
PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	240
EJEMPLOS DE CÁLCULO DE LA PRECIPITACIÓN INFILTRADA Y EFECTIVA POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	241
EVAPOTRANSPIRACIÓN POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	244
ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD INICIAL EN UN BALANCE HÍDRICO EN UN MES SELECCIONADO.....	246
PERCOLACIÓN.....	246
EJEMPLOS DE CÁLCULO DE HUMEDAD VOLUMÉTRICA Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA.....	249
CÁLCULO DE PERCOLACIÓN POTENCIAL.....	251
OTROS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	252
MÉTODO DE EEA MANFREDI PARA ESTIMAR PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	252
MÉTODO DEL NÚMERO DE CURVA DEL SERVICIO DE CONSERVACIÓN DE SUELOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	252
MÉTODO DE HUMEDAD APROVECHABLE DEL SERVICIO DE CONSERVACIÓN DE SUELOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA.....	253
PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE BROUWER Y HEIBLOEM.....	254
PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE PRESCOTT Y ANDERSON.....	257
PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE ZIEROLD Y PALACIOS.....	257
PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DE LA PRECIPITACIÓN FIABLE DE LA FAO.....	257
PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DEL BURCAU OF RECLAMATION DE EE-UU.....	257
PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DE PORCENTAJE FIJO DE PRECIPITACIÓN.....	257
DÉFICIT DE CAPACIDAD DE CAMPO Y NECESIDADES DE RIEGO.....	258
BALANCE HÍDRICO DE THORNTHWAITE.....	261
BALANCE HÍDRICO DE SCHOSINSKY.....	267
BALANCE HÍDRICO DE BLANNEY Y CRIDDLE.....	274
BIBLIOGRAFÍA.....	275
ANEXOS.....	279
ANEXO 1.....	279
ANEXO 2.....	283
ANEXO 3.....	285
ANEXO 4.....	286
ANEXO 5.....	287
ANEXO 6.....	288



*El arte de la medicina
consiste en entretener
al paciente mientras
la naturaleza cura la
enfermedad.*

Voltaire (1694-1778)

RELACIÓN - SUELO - AGUA - PLANTA

ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL AGUA IMPORTANTES EN EL SISTEMA AGUA-SUELO

TIPOS DE ENLACES

Enlace iónico: Los compuestos iónicos se llaman también electrovalentes. Están constituidos por iones positivos y negativos y no forman moléculas (una molécula es una partícula neutra formada por un conjunto de átomos ligados por enlaces covalentes, en el caso del enlace iónico no se consideran moléculas, sino redes cristalinas). El enlace iónico o electrovalente se da entre elementos de muy diferente electronegatividad como el caso del sodio (0.9) y el cloro(3.2).

Dos características básicas de los compuestos iónicos fundidos o disueltos son:

- Conducen bien la corriente eléctrica
- Tienen altos puntos de fusión ya que es necesaria una gran cantidad de energía para vencer las fuerzas electrostáticas de atracción que ejercen entre sí todos los iones del compuesto

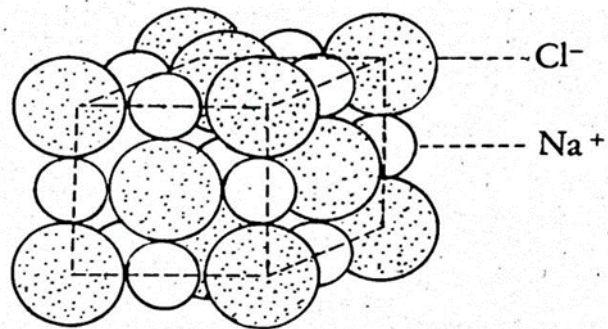


FIGURA 1. CRISTALES IÓNICOS DE CLORURO DE SODIO

El esquema de un cristal (Figura 1) de sodio nos muestra que cada ion de sodio está rodeado por seis iones cloruro, y cada ion cloruro está rodeado por seis iones sodio. Así el Na^+ y Cl^- forman cristales iónicos, pero no forman moléculas de cloruro de sodio

Enlace covalente: Cuando se unen dos átomos de electronegatividad iguales o similares, ninguno cede ni recibe electrones, sino que lo, o los comparten. Así se forma el enlace covalente que efectivamente une dos átomos y formamoléculas.

Enlace covalente coordinado: En determinados casos se forma un enlace covalente entre dos átomos, uno de los cuales pone el par de electrones y el otro simplemente los comparte.

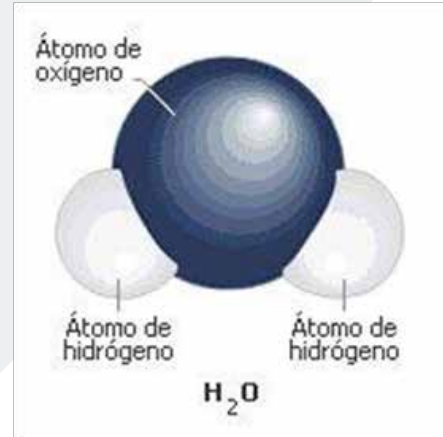


FIGURA 3. FORMACIÓN TRIDIMENSIONAL DE LA MOLÉCULA DEL AGUA

PROPIEDADES DEL AGUA

Otros nombres del agua: Óxido de hidrógeno, hidróxido de hidrógeno, hidrato, ácido hídrico, monóxido de dihidrógeno, óxido dedihidrógeno

EL AGUA COMO UN LÍQUIDO POLAR

Las moléculas de agua tienen un diámetro de 3 unidades Ángstrom ($3 \cdot 10^{-10} \text{m}$) (0.3 nanómetros = $0.3 \cdot 10^{-9} \text{m}$). Cada molécula de agua comprende dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno que forman un triángulo isósceles, con el átomo de oxígeno en el ápice cuyo ángulo es de 105° (Figura 2 y 3). El átomo de oxígeno tiene dos cargas negativas y el átomo de hidrógeno tiene una cargapositiva.

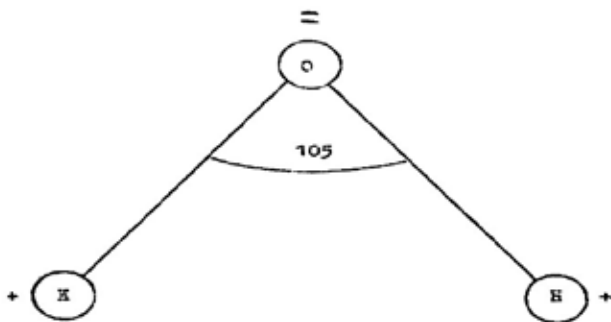


FIGURA 2. NATURALEZA DIPOLAR DE LA MOLÉCULA DEL AGUA

Debido a la distribución no balanceada de las cargas eléctricas en la molécula de agua, dicha molécula resulta polarizada. Es decir que hay un lado de carga positiva y otro de carga negativa. Las moléculas así se llaman bipolares. Esta propiedad hace que el agua se atrae a superficies eléctricamente activas (cargadas) y resulta que el agua se absorbe fácilmente en la superficie de arcillas y otros coloides y también está atraída por los iones disueltos y que tiende a asociarse (Figura 4 y 5).

La naturaleza bipolar de las moléculas del agua hace que puedan orientarse de tal forma que el polo negativo del agua pueda hacer contacto con el polo positivo de una sustancia química y viceversa, y por lo tanto, es una de las razones del por qué el agua es buen solvente (Figura 6).

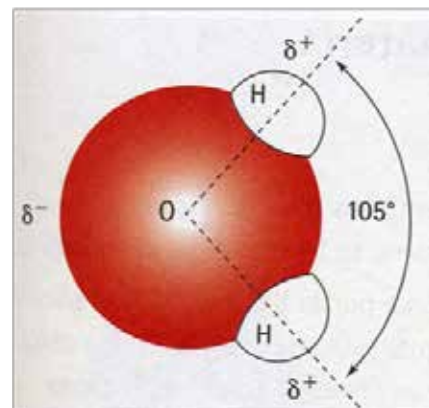


FIGURA 4. DISTRIBUCIÓN DE CARGAS ELÉCTRICAS EN LA MOLÉCULA DE AGUA

EL ENLACE DE HIDRÓGENO

El átomo de hidrógeno con su órbita unitaria estable puede, en general, formar un enlace covalente. Sin embargo se encontró que bajo ciertas condiciones (la presencia de átomos muy electronegativos) un átomo de hidrógeno puede enlazarse con dos átomos. En este caso el enlace es iónico.

La formación de un enlace de hidrógeno con dos aniones está presentada esquemáticamente en la figura siguiente: El enlace de hidrógeno (Figura 7) facilita que las moléculas de agua se asocien y esta idea es otra manera de explicar el estado asociado del agua (además de los dipolares). La habilidad del agua para formar enlaces de hidrógeno sirve para explicar la naturaleza reactiva del agua con varias sustancias químicas.

Sustancia dieléctrica: sustancia que sirve como aislante por ser mala conductora de la electricidad y que amortiguará la fuerza de un campo eléctrico que la atraviese. Las sustancias conductoras carecen de esta propiedad de amortiguación (aislante). En la mayoría de los casos, las propiedades de un dieléctrico son producto de la polarización de la sustancia



FIGURA 5. DISTRIBUCIÓN NO BALANCEADA DE CARGAS ELÉCTRICAS EN LA MOLÉCULA DE AGUA

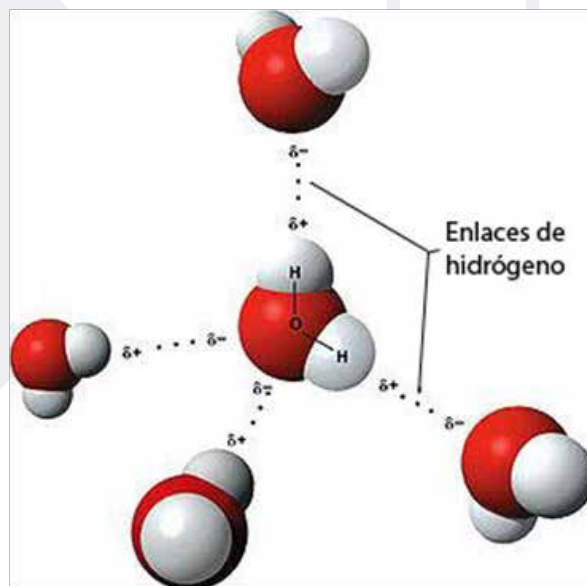


FIGURA 6. DISTRIBUCIÓN DE LAS MOLÉCULAS DE AGUA

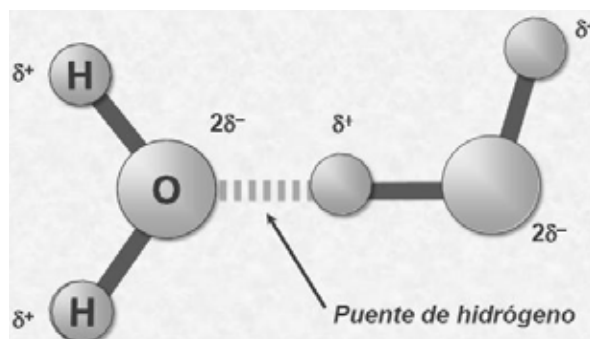


FIGURA 7. EL ENLACE DE HIDRÓGENO

VISCOSIDAD DEL AGUA

La viscosidad (Cuadro 1 y 2) es una medida de la resistencia que ofrece una parte de un líquido al movimiento de la otra parte. La viscosidad es debido a la cohesión entre las capas de agua y al intercambio de moléculas de las capas ya que tienen velocidades y por lo tanto momentos diferentes. Para un líquido que fluye por encima de un borde sólido se observa que no hay flujo en el borde y que la velocidad aumenta a medida que se aleje del borde.

DENSIDAD DEL AGUA

La densidad de agua (Cuadros 3, 4 y Figura 8) entre 0 °C y 3.98 °C sube y después baja con el aumento adicional de la temperatura. A 3.98 °C la densidad del agua pura, libre de aire, es 0.999973 g/cm³ y utilizando la definición del mililitro del International Bureau of Weights and Measures 1910, la densidad del agua a 3.98 °C es 1,000,000 g/ml. En esta definición se encuentra la diferencia entre el centímetro cúbico (cc) y el mililitro (ml). Sin embargo, en 1964, la Confederación General de Pesas y Mediciones volvió a definir el litro = 1,000 cc, o sea, el litro está relacionado con el metro y no con el kilogramo.

TENSIÓN SUPERFICIAL

En el interior de un líquido una molécula es atraída por todas las que le rodean (fuerzas de cohesión), de manera que el efecto total es nulo. Pero en la superficie las fuerzas que atraen a las moléculas hacia abajo no pueden ser neutralizadas por las moléculas superiores porque no existen. A causa de este hecho los líquidos tienden siempre a presentar la menor superficie libre posible, y así por ejemplo, una gota adopta la forma esférica porque ésta, a igualdad de volumen le corresponde la mínima superficie. Esta tendencia de las superficies libres a contraerse es motivo de una fuerza que actúa tangencialmente a la superficie libre y normal al borde de sujeción de ésta, recibe el nombre de "tensión superficial" (Cuadros 5 y 6) y mide la fuerza por unidad de longitud del borde de sujeción. Su unidad por tanto en el S.I. es el Newton/metro (N/m). En el caso del agua, el valor de esta tensión superficial es:

$$T = 10^{-3} \text{ N/m}$$

Las moléculas de agua tiene mayor tensión superficial entre ellas que con el jabón, por eso se rompe la unión entre moléculas solas y con el jabón se estiran.

CAPACIDAD DE CALOR ESPECÍFICO

Por definición la capacidad de calor específico (Cuadro 7) de agua pura es el cambio de un grado Celsius o un grado Kelvin de un gramo de agua para el cambio de temperatura de 14.5 °C a 15.5 °C (4,180 J/kg).

La capacidad de calor específico del agua es alta y agregándola a un suelo seco se aumenta el calor específico del suelo.

Material	Temperatura °C	(x10 ⁻¹ Ns/m ²) (poise)
Agua	20	0.01005
	25	0.00894
	30	0.00801
	35	0.00723
Etanol	30	0.00100
Benzina	30	0.00564
Glicerina	30	6.29000

CUADRO 1. LA VISCOSIDAD DE ALGUNOS LÍQUIDOS

Generalmente la viscosidad de líquidos baja a medida que aumenta la temperatura.

CUADRO 2. VISCOSIDAD DEL AGUA A DIFERENTES TEMPERATURAS

La viscosidad de agua baja 12% para cada aumento de 10 °C

Temperatura (°C)	Viscosidad dinámica o absoluta (poises)	Viscosidad cinética (stokes)	Temperatura (°C)	Viscosidad dinámica o absoluta (poises)	Viscosidad cinética (stokes)
0	0.01792	0.01792	19	0.01034	0.01036
1	0.01732	0.01732	20	0.01009	0.01010
2	0.01674	0.01674	21	0.00984	0.00986
3	0.01619	0.01619	22	0.00961	0.00963
4	0.01568	0.01568	23	0.00938	0.00940
5	0.01519	0.01519	24	0.00916	0.00919
6	0.01473	0.01473	25	0.00895	0.00897
7	0.01473	0.01429	26	0.00875	0.00877
8	0.01387	0.01387	27	0.00855	0.00858
9	0.01348	0.01348	28	0.00836	0.00839
10	0.0131	0.0131	29	0.00818	0.00821
11	0.01274	0.01274	30	0.00800	0.00804
12	0.01239	0.0124	40	0.00653	0.00658
13	0.01206	0.01206	50	0.00549	0.00556
14	0.01175	0.01176	60	0.00466	0.00474
15	0.01145	0.01146	70	0.00406	0.00415
16	0.01116	0.01117	80	0.00354	0.00364
17	0.01088	0.01089	90	0.00315	0.00326
18	0.0106	0.01061	100	0.00284	0.00296

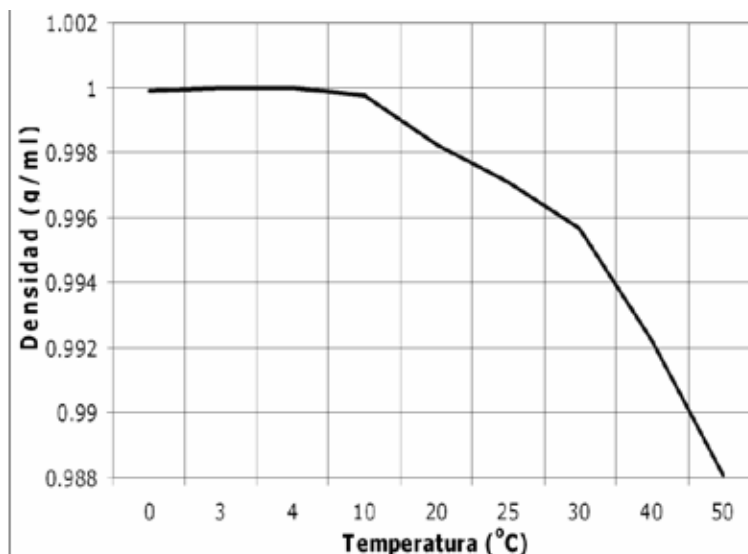


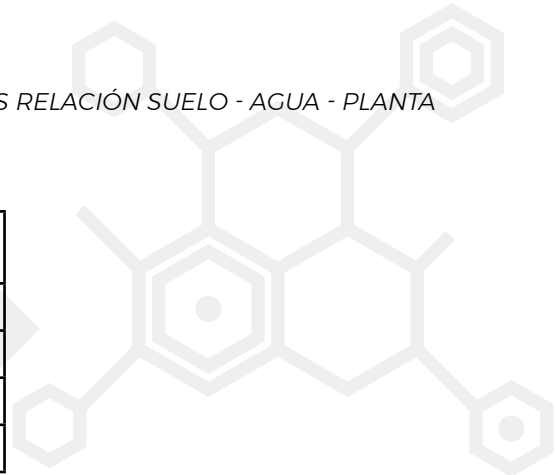
FIGURA 8. DENSIDAD DEL AGUA A VARIAS TEMPERATURAS

CUADRO 3. DENSIDAD DE AGUA A VARIAS TEMPERATURAS (HANDBOOK OF CHEMISTRY AND PHYSICS 1962)

Temperatura (°C)	Densidad		Temperatura (°C)	Densidad	
	(gr/cm ³)	(kg/m ³)		(gr/cm ³)	(kg/m ³)
0(hielo)	0.91700	917	19	0.99843	998.43
0(agua)	0.99987	999.87	20	0.99823	998.23
1	0.99993	999.93	21	0.99802	992.02
2	0.99997	999.97	22	0.9978	997.8
3	0.99999	999.99	23	0.99757	997.57
4	1	100	24	0.99707	997.53
5	0.99999	999.99	25	0.99707	997.07
6	0.99997	999.97	26	0.99681	996.81
7	0.99993	999.93	27	0.99654	996.54
8	0.99988	999.88	28	0.99626	996.26
9	0.99981	999.81	29	0.99597	995.97
10	0.99973	999.73	30	0.99568	995.68
11	0.99963	999.63	40	0.99224	992.24
12	0.99952	999.52	50	0.98807	988.07
13	0.99940	999.4	60	0.98324	983.24
14	0.99927	999.27	70	0.97781	977.81
15	0.99913	999.13	80	0.97183	971.83
16	0.99897	998.97	90	0.96534	965.34
17	0.99880	998.8	100	0.95838	958.38
18	0.99862	998.62			

CUADRO 4. DENSIDAD DEL AGUA A VARIAS TEMPERATURAS EN DIFERENTES UNIDADES

Temperatura °C	Densidad g/ml	Densidad (x10 ³ kg/m ³)
0	0.99987	0.999843
3	0.99999	0.999963
4	1	0.999973
10	0.99973	0.999703
20	0.99823	0.998203
25	0.99707	0.997043
30	0.995667	0.995643
40	0.99224	0.992213
50	0.98807	0.988043



CUADRO 5. VALORES DE LA TENSIÓN SUPERFICIAL

Líquido	Temperatura °C	Dinas/cm ($\times 10^3 = \text{N/m}$)
Agua	20	72.75
	25	71.95
	30	71.18
Etanol	30	21.89

CUADRO 6. TENSIÓN SUPERFICIAL DE VARIOS LÍQUIDOS EN EL LÍMITE DE SEPARACIÓN CON EL AIRE

Compuesto	Temperatura (°C)	Tension (N/m)
Acido formico	20	0.0376
Acetona		0.0237
Alcohol metilico		0.02261
Benceno		0.02885
Cloroformo		0.02714
Etanol		0.0223
Glicerol		0.00634
Fenol		0.0409
Mercurio		0.49
Petroleo		0.025
Plata Liquida		970
Oro Liquido	1070	1
Agua	0	0.0756
	5	0.0749
	10	0.0742
	15	0.0735
	20	0.0728
	25	0.072
	30	0.0712
	40	0.06956
	50	0.06791
	60	0.0673
	70	0.06555
80	0.0638	
90	0.06191	
100	0.0589	

CUADRO 7. CAPACIDAD DE CALOR ESPECÍFICO DE VARIOS MATERIALES

Material	especifico	
	J/kg (S.I.)	cal/g (metrico)
Agua	4180	1
Hielo	2048	0.49
Aire (la presion constante de 760m)	710	0.17
Solidos del suelo	836	0.2 aprox
Suelo seco 50% porosidad	1045/l	0.25 cal/cc aprox
Suelo saturado 50% de porosidad	3135/l	0.75 cal/cc aprox

CUADRO 8. CALOR ESPECÍFICO DE AGUA A DIFERENTES TEMPERATURAS

Temperatura (°C)	Calor especifico (Cal/g)	Temperatura (°C)	Calor especifico (Cal/g)
0	1.008	30	0.9987
1	1.0072	35	0.9986
2	1.0064	40	0.9987
3	1.0056	45	0.9989
4	1.0049	50	0.9992
5	1.0043	55	0.9996
10	1.0019	60	1.0001
15	1.0004	65	1.0006
16	1.0002	70	1.0013
17	0.9999	75	1.0021
18	0.9998	80	1.0029
19	0.9996	85	1.0039
20	0.9995	90	1.005
25	0.9989	95	1.0063
		100	1.0076

CALOR ESPECÍFICO DE FUSIÓN Y EL PUNTO DE CONGELACIÓN

La congelación del agua a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ es una reacción exotérmica y aproximadamente 334.4 kJ/kg son liberados durante el proceso. El punto de congelación es $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a una presión del ambiente de 1.014 bar ; pero a 336 bares baja a $-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y a una presión de 615 bares baja a $-5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

La agregación de sales baja el punto de congelación de agua pura y el grado de reducción del punto depende de la concentración molal de la solución formada, por ello el agua de la solución del suelo también tiene una depresión de su punto de congelación. En el suelo lo anterior se considera debido a las sales disueltas en la solución y también al campo de la fuerza de atracción entre el suelo y el agua.

PRESIÓN DE VAPOR

Presión que ejerce el vapor en equilibrio con el líquido o el sólido que lo origina a determinada temperatura (Figura 9, Cuadro 9, 48 y ecuación 74). Todos los sólidos y líquidos producen vapores consistentes en átomos o moléculas que se han evaporado de sus formas condensadas. Si la sustancia, sólida o líquida, ocupa una parte de un recipiente cerrado, las moléculas que escapan no se pueden difundir ilimitadamente sino que se acumulan en el espacio libre por encima de la superficie del sólido o el líquido, y se establece un equilibrio dinámico entre los átomos y las moléculas que escapan del líquido o sólido y las que vuelven a él. La presión correspondiente a este equilibrio es la presión de vapor y depende sólo de la naturaleza del líquido o el sólido y de la temperatura, pero no depende del volumen del vapor.

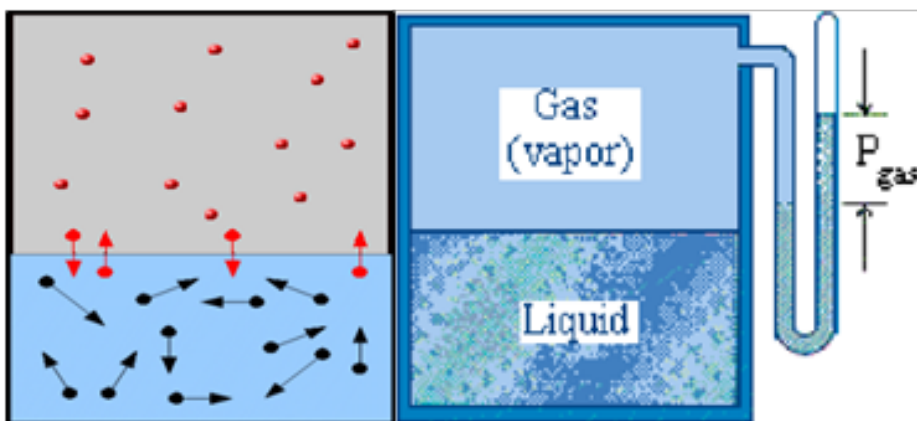


FIGURA 9. PRESIÓN DE VAPOR

HUMEDAD ABSOLUTA DEL AIRE

La humedad absoluta del aire (Cuadro 10 y ecuación 88) se define como la masa de agua contenida en unidad de volumen de aire. Un volumen dado puede ser ocupado por una masa máxima dada de vapor de agua para una temperatura dada.

Las unidades más comunes son g/m^3 , aunque cualquier unidad total y cualquier unidad del volumen podrían ser utilizadas.

El cuadro 10 muestra la humedad absoluta en g/m^3 (línea de arriba) y la temperatura del punto de rocío del aire en $^{\circ}C$ (línea de abajo) de la temperatura del aire determinados en función de la "humedad relativa. La humedad absoluta de aire al 100 % de humedad relativa se refiere a la humedad absoluta del aire saturado o la máxima humedad que puede contener el aire a la temperatura.

Ejemplo: Aire a temperatura de $50^{\circ}C$ y humedad relativa de 70%, la humedad absoluta es $58.1g/m^3$ y la temperatura del punto de rocío es $43^{\circ}C$. El valor de esta masa máxima no está afectada por la presencia de otros gases

Se observa que el aire seco (Cuadro. 11) pesa más que el aire húmedo porque la molécula de agua es más liviana que el O_2 y el N_2

Aire seco:

O_2	N_2	16+16	14+14	32	28
-------	-------	-------	-------	----	----

Aire húmedo:

O_2	H_2O	16+16	2+16	32	18
-------	--------	-------	------	----	----

Lo anterior tiene profunda importancia en la atmósfera terrestre como ejemplo: si una masa de aire seco pasa por un lago, se llena de agua y tiende a subir formando las nubes (Figura 10).

PARÁMETROS DE HUMEDAD

Presión de vapor de agua (Pv): La presión de vapor (Figura 11) de agua es la presión parcial que ejercen las moléculas de vapor de agua presentes en el aire húmedo. Una manera de expresar su concepto es mediante un experimento simple: se coloca un tubo de vidrio de 10 cm^3 boca abajo en un recipiente lleno de agua, tal como se muestra en la figura 11.

A la temperatura $T_0 = 0^{\circ}C$, supondremos que el tubo solamente contiene un volumen V_0 de aire y que la cantidad de vapor es despreciable. La presión del aire es la presión atmosférica P_0 y se desprecia la presión producida por la columna de agua por encima de la superficie de separación entre el agua y el aire en el tubo invertido.



FIGURA 10. FORMACIÓN DE NUBES

Suponiendo que el aire es un gas ideal, el número de moles n_a de aire contenido en el volumen inicial V_0 que llamaremos V_a es:

$$n_a = (P_a * V_a) / (R * T_a) \Rightarrow P_a = (n_a * R * T_a) / V_0 \quad (1)$$

Donde:

n_a = cantidad de aire en el tubo

P_a = presión inicial

V_a = volumen inicial

T_a = temperatura inicial

R = constante

respectivamente, de modo que el modelo matemático del sistema es:

$$P_v = P_o * [1 - (V_0 * T) / (T_o * V)] \quad (2)$$

Donde:

P_v = presión de vapor

P_o = presión atmosférica

V_o = volumen inicial

V = volumen final

T_o = temperatura inicial

T = temperatura final

Lo cual tan solo midiendo el volumen V de la mezcla de aire y vapor de agua en el tubo invertido determinamos la presión (P_v) de vapor del agua por haber aumentado la temperatura.

Presión de vapor saturado (P_{vs}): Se presenta cuando el aire está totalmente saturado de vapor de agua.

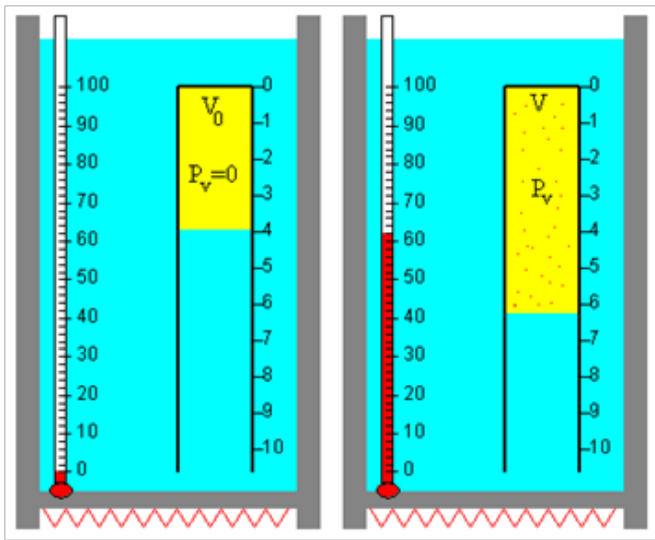


FIGURA 11. DEMOSTRACIÓN DE LA PRESIÓN DE VAPOR DE AGUA

La cantidad de aire en el tubo (n_a) no cambia durante la experiencia. A la temperatura T , el tubo contiene una mezcla de aire y vapor de agua, sus presiones parciales son P_a y P_v ,

CUADRO 9. PRESIÓN DE VAPOR SATURADO DE AGUA LÍQUIDA Y HIELO A VARIAS TEMPERATURAS (PRESIÓN DE VAPOR DEL HIELO ENTRE 0 °C Y 371 °C)

T/°C	esat(mmHg)	esat(hPa)	T/°C	esat(mmHg)	esat(hPa)	T/°C	esat(mmHg)	esat(hPa)
0	4.584	6.112	47.000	79.709	106.270	95.000	634.610	846.080
0.01	4.588	6.117	48.000	83.834	111.770	96.000	658.340	877.710
1	4.929	6.571	49.000	88.147	117.520	97.000	658.340	877.710
2	5.295	7.060	50.000	92.648	123.520	98.000	707.980	943.900
3	5.686	7.581	51.000	97.343	129.780	99.000	733.950	978.520
4	6.102	8.136	52.000	102.240	136.310	100.000	760.000	1013.300
5	6.545	8.726	53.000	107.350	143.120	101.000	787.570	1050.000
6	7.016	9.354	54.000	112.670	150.220	102.000	815.860	1087.700
7	7.516	10.021	55.000	118.230	157.620	103.000	845.120	1126.700
8	8.048	10.730	56.000	124.010	165.330	104.000	875.060	1166.700
9	8.613	11.483	57.000	130.030	173.360	105.000	906.070	1208.000
10	9.212	12.282	58.000	136.290	181.710	106.000	937.920	1250.500
11	9.848	13.130	59.000	142.820	190.410	107.000	970.600	1294.000
12	10.522	14.028	60.000	149.610	199.460	108.000	1004.420	1339.120
13	11.237	14.981	61.000	156.670	208.880	109.000	1038.920	1385.110
14	11.993	15.990	62.000	164.020	218.670	110.000	1074.560	1432.630
15	12.795	17.058	63.000	171.650	228.850	111.000	1111.200	1481.480
16	13.642	18.188	64.000	179.590	239.430	112.000	1148.740	1531.530
17	14.539	19.384	65.000	187.830	250.420	113.000	1187.420	1583.100
18	15.487	20.647	66.000	196.390	261.830	114.000	1227.250	1636.200
19	16.489	21.983	67.000	205.280	273.680	115.000	1267.980	1690.500
20	17.546	23.393	68.000	214.510	285.990	120.000	1489.140	1985.360
21	18.663	24.882	69.000	224.090	298.760	125.000	1740.930	2321.050
22	19.841	26.453	70.000	234.030	312.010	130.000	2026.100	2701.240
23	21.085	28.111	71.000	244.330	325.750	135.000	2347.260	3129.420
24	22.395	29.858	72.000	255.020	340.000	140.000	2710.920	3614.260
25	23.776	31.699	73.000	266.110	354.780	145.000	3116.760	4155.340
26	25.231	33.639	74.000	277.590	370.090	150.000	3570.480	4760.250
27	26.763	35.681	75.000	289.490	385.950	175.000	6694.080	8924.710
28	28.376	37.831	76.000	301.820	402.390	200.000	11659.160	15544.270
29	30.071	40.092	77.000	314.580	419.470	225.000	19123.120	25495.400
30	31.855	42.470	78.000	327.800	437.030	250.000	29817.840	39753.850
31	33.730	44.969	79.000	341.480	455.270	275.000	44580.840	59436.230
32	35.700	47.596	80.000	355.630	474.140	300.000	64432.800	85903.300
33	37.769	50.354	81.000	370.280	493.670	325.000	90447.600	120587.000
34	39.942	53.251	82.000	385.430	513.870	350.000	124001.600	165321.900
35	42.221	56.290	83.000	401.100	534.760	360.000	139893.200	186508.300
36	44.613	59.479	84.000	417.300	556.350	365.000	148519.200	198009.300
37	47.121	62.823	85.000	434.040	578.670	366.000	150320.400	200410.700
38	49.750	66.328	86.000	451.330	601.730	367.000	152129.200	202822.300
39	52.506	70.002	87.000	469.210	625.560	368.000	153960.800	205264.200
40	55.391	73.849	88.000	487.670	650.170	369.000	155815.200	207736.500
41	58.413	77.878	89.000	506.730	675.580	370.000	157692.400	210239.200
42	61.577	82.096	90.000	526.410	701.820	371.000	159584.800	212762.200

CUADRO 10. HUMEDAD ABSOLUTA EN G/M3 (LÍNEA DE ARRIBA) Y LA TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCÍO DEL AIRE EN °C (LÍNEA DE ABAJO) DE LA TEMPERATURA DEL AIRE DETERMINADOS EN FUNCIÓN DE LA HUMEDAD RELATIVA

Humedad relativa	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
Temperatura del aire (°C)										
50	8.3	16.6	24.9	33.2	41.5	49.8	58.1	66.4	74.7	83
	8	19	26	32	36	40	43	45	48	50
45	6.5	13.1	19.6	26.2	32.7	39.3	45.8	52.4	58.9	65.4
	4	15	22	27	32	36	38	41	43	45
40	5.1	10.2	15.3	20.5	25.6	30.7	35.8	40.9	46	51.1
	1	11	18	23	27	30	33	36	38	40
35	4	7.9	11.9	15.8	19.8	23.8	27.7	31.7	35.6	39.6
	-2	8	14	18	21	25	28	31	33	35
30	3	6.1	9.1	12.1	15.1	18.2	21.3	24.3	27.3	30.4
	-6	3	10	14	18	21	24	26	28	30
25	2.3	4.6	6.9	9.2	11.5	13.8	16.1	18.4	20.7	23
	-8	0	5	10	13	16	19	21	23	25
20	1.7	3.5	5.2	6.9	8.7	10.4	12.1	13.8	15.6	17.3
	-12	-4	1	5	9	12	14	16	18	20
15	1.3	2.6	3.9	5.1	6.4	7.7	9	10.3	11.5	12.8
	-16	-7	-3	1	4	7	9	11	13	15
10	0.9	1.9	2.8	3.8	4.7	5.6	6.6	7.5	8.5	9.4
	-19	-11	-7	-3	0	1	4	6	8	10
5	0.7	1.4	2	2.7	3.4	4.1	4.8	5.4	6.1	6.8
	-23	-15	-11	-7	-5	-2	0	2	3	5
0	0.5	1	1.5	1.9	2.4	2.9	3.4	3.9	4.4	4.8
	-26	-19	-14	-11	-8	-6	-4	-3	-2	0
-5	0.3	0.7	1	1.4	1.7	2.1	2.4	2.7	3.1	3.4
	-29	-22	-18	-15	-13	-11	-8	-7	-6	-5
-10	0.2	0.5	0.7	0.9	1.2	1.4	1.6	1.9	2.1	2.3
	-34	-26	-22	-19	-17	-15	-13	-11	-11	-10
-15	0.2	0.3	0.5	0.6	0.8	1	1.1	1.3	1.5	1.6
	-37	-30	-26	-23	-21	-19	-17	-16	-15	-15
-20	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
	-42	-35	-32	-29	-27	-25	-24	-22	-21	-20
-25	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6
	-45	-40	-36	-34	-32	-30	-29	-27	-26	-25

CUADRO 11. PROPIEDADES DE VAPOR DE AGUA Y DEL AIRE A DIFERENTES TEMPERATURAS

Temperatura °C	Presión de vapor encima de una superficie plana de agua	Densidad de aire seco a 760mm presión, kg/m ³ (g/cm ³)	Densidad del vapor saturado, kg/m ³ (g/cm ³)	Densidad del aire húmedo saturado (760mm) kg/m ³ (g/cm ³)
0	4,6	1.2929	0.00485	
10	9.2	1.2472	0.00941	1.2422
20	17.5	1.2047	0.01730	1.1936
25	23.6	1.1850	0.02300	
30	31.8	1.1649	0.03040	1.1327
40	55.3	1.1277	0.05110	
50	92.5	1.0928	0.08320	
100	760.0		0.59800	

HUMEDAD RELATIVA (HR)

La humedad relativa es la relación porcentual entre la cantidad de vapor de agua real que contiene el aire y la que necesitaría contener para saturarse a idéntica temperatura (ecuaciones 3, 97 y 98), por ejemplo, una humedad relativa del 70% quiere decir que de la totalidad de vapor de agua (el 100%) que podría contener el aire a esta temperatura, solo tiene el 70%.

Otra definición de la humedad relativa del aire es: la razón entre la presión de vapor de agua en un momento dado (Pv) y la presión de vapor de agua cuando el aire está saturado de humedad (Pvs), a la mismatemperatura.

HUMEDAD RELATIVA

$$\frac{(HR)=100*(Pv)}{(Pvs)} \quad (\text{a la misma temperatura}) \quad (3)$$

Donde:

Pv = presión de vapor de agua actual o real a la temperatura ambiente

Pvs = presión de vapor de agua saturado

El aire no saturado tiene una humedad absoluta menor de la humedad absoluta del aire saturado. O sea, la presión parcial de vapor del aire es menor que la presión de vapor saturado.

La humedad relativa en el aire es 100% si el mismo está a vapor saturado y es cero si no hay ningún vapor de agua presente. Si el aire tiene una humedad absoluta dada, aumentando la temperatura se reduce la humedad relativa y crece la capacidad para absorber y llevaragua.

PUNTO DE EBULLICIÓN

El punto de ebullición de un líquido (Cuadro. 12 y Figura 12) es aquella temperatura a la cual la presión de vapor del líquido iguala la presión atmosférica. Por eso, un cambio de la presión atmosférica provocado por un cambio de altura cambiará el punto de ebullición.

El punto de ebullición de agua pura a una presión atmosférica de 760 mm Hg (1,013 bares) es 100.0 °C.

CUADRO 12. VALORES DEL PUNTO DE EBULLICIÓN DE AGUA (HANDBOOK OF CHEMISTRY AND PHYSICS 1962)

Presion atmosferica	Punto de ebullición
76	46.1
380	81.7
675 (San Jose)	96.7
700	97.71
709 (Turrialba, CostaRica)	98.07
710	98.12
720	98.49
760 (nivel delmar)	100
800	101.44

TRANSPARENCIA A LA RADIACIÓN VISIBLE

El agua es transparente a la radiación visible. Esto permite a la luz penetrar los “cuerpos o masas de agua” y hace posible que las algas lleven a cabo el proceso de fotosíntesis y se desarrollen en los océanos, mares y lagos de la tierra, modificada circunstancialmente por las condiciones de viscosidad del agua u otras condiciones como opacidad, generada por la presencia de coloides presentes en los cuerpos de agua (humus, arcillas, limos). El agua es casi opaca a las longitudes de onda larga en el ámbito infrarrojo, de tal forma que puede funcionar como filtro que absorbe el calor. Fuerzas de atracción

FUERZAS DE ATRACCIÓN

La fuerza de atracción entre los iones de hidrógeno y oxígeno es muy fuerte y gracias a ello, las moléculas de agua se unen con otras moléculas entre sí. Esta fuerza provee la fuerza de tensión necesaria para el ascenso de la savia y/o del agua en los tallos de las plantas. Ligada a la cohesión entre las moléculas de agua y la adhesión entre sólido y líquidos, se presenta el fenómeno de ascenso capilar (Figura 13).

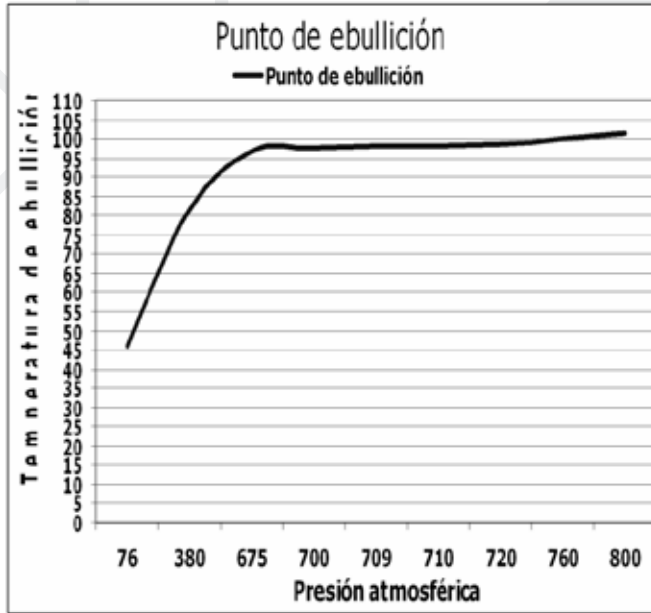


FIGURA 12. GRÁFICO DEL PUNTO DE EBULLICIÓN DE AGUA PURA

El ascenso capilar ocurre debido a la atracción del agua en la periferia de superficies polares o tubos de vidrio (adhesión), y a la tensión superficial del agua, que tiende a minimizar el área superficial. Juntas, adhesión y tensión superficial ejercen una fuerza sobre las moléculas de agua en y debajo de la superficie causando que asciendan por el capilar, hasta que la fuerza de adhesión es contrarrestada por el peso de la columna de agua. En el xilema de las plantas, bajo ciertas condiciones, el agua puede ascender por capilaridad. La importancia de la capilaridad en las plantas se presenta en la superficie foliar de ellas, ya que la capilaridad asegura que la superficie foliar, expuesta al aire, tal como las células del mesófilo, permanezcan húmedas y no se deshidraten.

En la fórmula de ascenso capilar dado que la matriz del suelo es fuertemente hidrófila, el ángulo de contacto del agua líquida y sólidos del suelo (posiblemente con la excepción de los suelos orgánicos secos) tenderá hacia cero ($\cos \theta = 1$).

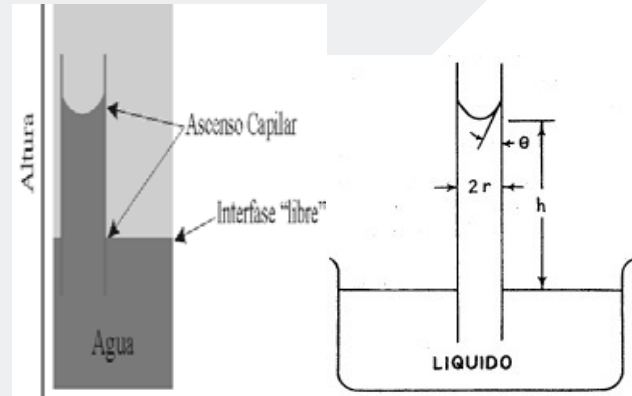


FIGURA 13. ASCENSO CAPILAR

La ecuación de equilibrio en el ascenso capilar corresponde a:

$$\sigma \cdot \cos(\theta) \cdot 2 \cdot \pi \cdot r = \pi \cdot r^2 \cdot \rho_w \cdot g \cdot h \quad (4)$$

Donde:

σ = tensión superficial del agua frente al aire (dinas/cm)

θ = ángulo de contacto entre el agua y las paredes del capilar (grados)

r = radio del capilar (cm)

g = aceleración de la gravedad (para la ecuación en cm/s^2) h = longitud de la columna de agua sobre el nivel de agua a la presión atmosférica (cm)

ρ_w = densidad del agua (g/cm^3)

Despejando (puesto que la densidad del agua puede suponerse igual a 1.0) tenemos que

$$h = 4 \cdot \sigma / (d \cdot g) \quad (5)$$

La tensión superficial igual a 72.75 a 20 °C, la ecuación se reduce a:

$$h = \frac{4 \cdot 72.5}{981 \cdot d}$$

$$h = 0.3/d \quad (6)$$

$$h = 0.15/r \quad (7)$$

Donde:

d = diámetro equivalente del poro (cm)

h = altura del ascenso capilar (cm)

r = radio equivalente del poro (cm)

- 2- La presión de agua en la plomería de las casas típicamente se encuentra entre 0.2 y 0.3 MPa.
- 3- La presión de agua, a 5 m de profundidad, es de aproximadamente 0.05 MPa.

UNIDADES DE PRESIÓN

La tensión (presión negativa) puede ser medida en las unidades de bar (bares), atm (atmósferas), psi (libras por pulgada cuadrada) mmHg (milímetros de mercurio), mca (metros de columna de agua), cm. ca (centímetros de columna de agua), pF y otros.

Se define $pF = \log_{10}$ (succión) donde la succión se expresan en cmca (centímetros de columna de agua). El valor máximo medido del pF es del orden de 7, y corresponde a una arcilla desecada a 110°C. Comparaciones entre varias unidades de presión:

- **1 atmósfera** = 760 mm Hg a nivel del mar y 45 grados de latitud
- **1 atm** = 1,013 bar = 1,013 kg/cm² = 0.1013 Mpa = 1.013*10⁵ Pa = 14.7psi
- **1 bar** = 1 kg /cm² = 0,987 atm = 100 kPa = 0.1 MPa = 100 Pa = 10⁵ N/m² = 100 julios/kg
- **1 julio** = N*m
- **760 mm Hg** = 1013 milibares = 101,3 kPa
1 cm Hg = 13,6 cm H₂O
- **1 cbar** = 10 cm.c.a.

Ejemplos de presiones en la vida cotidiana:

- 1- Una llanta inflada tiene una presión de aproximadamente 0.2 MPa.

FATIGA TENSORA O FUERZA TENSIL DEL AGUA

El agua en su estado líquido y gaseoso, se confina a la forma del recipiente que lo contiene dentro de la atmósfera terrestre y tiende a fluir rápidamente a través de poros y variando de forma y tamaño, si los poros no son demasiado pequeños. En estado líquido, el agua virtualmente no se puede comprimir, y cualquier fuerza o presión que se le aplique es transmitida de inmediato a todos los confines del sistema.

La fuerza tensil del agua es producto de la cohesión, y se define como la fuerza que resiste el halar de una molécula que ejerce sobre otra (presión negativa o tensión). Tal propiedad es necesaria para que el agua ascienda por un capilar.

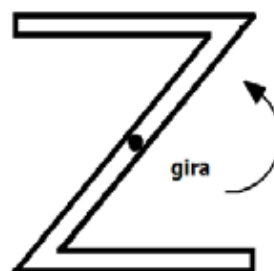


FIGURA 14. TUBO CAPILAR LIMPIO CON LA FORMA DE Z PARA ESTIMAR LA FUERZA TENSIL

Si en una jeringa con agua, y sellada por su extremo, usted empuja el pistón, el agua se comprime y se genera una presión hidrostática, que se mide en unidades de presión (recordar 1 MPa = 9.87 atm). Si en lugar de empujar, usted tira del pistón, se genera en el agua una tensión, o presión hidrostática negativa. ¿Cuán fuerte debe tirar del pistón para que las moléculas de agua se dispersen unas de otras y la columna de agua se rompa? Romperla requiere energía suficiente para superar las fuerzas de atracción entre moléculas. Estudios experimentales han demostrado que el agua en los capilares puede resistir tensiones negativas de hasta -30 MPa (el signo negativo indica tensión, que es lo opuesto a compresión).

Recordatorio:

- 1- Cohesión se define como la atracción mutua entre moléculas, en este caso de agua.
- 2- Adhesión es la atracción entre fases sólidas (suelo, papel, madera, etc.), con moléculas de agua.

La técnica para medir la fatiga tensora (Figura 14) del agua consiste en introducir agua altamente limpia en un tubo capilar limpio con la forma de "Z" con el ángulo interno de los brazos de 40°, el tubo se pega a una plataforma de un centrífugo en forma tal que el centro de rotación del tubo coincide con el centro de rotación de la plataforma. Al girar el centrífugo, el agua en el tubo se ajusta automáticamente para que se formen dos mitades de distancia igual al centro de rotación. Se encontró una fatiga tensora a 27 °C de 225.9 ± 5.07 bares (Esto nos dice teóricamente que las plantas pueden ser de $225.9 \text{ bares} \times 10 \text{ m} = 2259 \text{ m}$).

CAVITACIÓN

La presencia de gases disueltos en el agua (Figura 15), reduce la fuerza tensil de la misma. Esto ocurre porque conforme la presión de una disolución acuosa se reduce, los gases disueltos en el agua, tienden a escapar de la disolución y formar burbujas gaseosas. La más baja presión absoluta en una fase gaseosa es 0.0 MPa (vacío absoluto), porque las fuerzas moleculares de atracción necesarias para resistir una presión negativa (tensión), no existe en los gases. En contraste, en los sólidos y líquidos la atracción intermolecular les permite resistir fuerzas de tensión.

Por lo tanto, aún una pequeña burbuja, formada en una columna de agua sometida a tensión, permitirá que la burbuja se expanda indefinidamente, dando como resultado que la fase líquida colapse. A este fenómeno se le conoce como cavitación.

La cavitación tiene efectos devastadores en el transporte de agua vía xilema, en los árboles. También explica la razón por la cual el agua no puede ser succionada por una bomba de agua de un reservorio a una altura mayor de aproximadamente 9,8m.

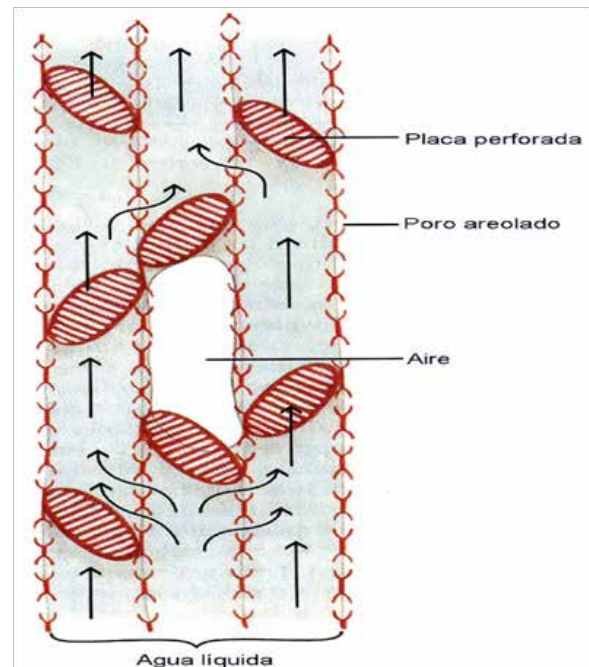


FIGURA 15. EFECTOS DE LA CAVITACIÓN

PROCESOS Y CONDICIONES EN LA PLANTA Y PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL AGUA

La mayoría de los procesos biológicos internos de las plantas (Figura 16) se atribuyen a la transpiración de agua que realizan, pero también es cierto que la cantidad de agua usada por las plantas en crecimiento y procesos conexos, es mínimo, en comparación con el agua transpirada.

En la naturaleza, la transpiración de agua de las plantas, en forma de vapor, puede exceder en un alto porcentaje la magnitud de la evaporación del suelo, especialmente cuando hay disponible energía advectiva que es el transporte de energía calorífica por desplazamiento de una masa de aire en sentido horizontal traída por el viento, de sitios o áreas adyacentes, calientes y secas siendo esto muy frecuente en regiones áridas y semiáridas.

En regiones húmedas la energía por advección es mucho menor que en las regiones áridas y semiáridas. En consecuencia el agua transpirada no debería exceder la cantidad de agua evaporada de los suelos húmedos cercanos, a diferencia que exista vegetación exuberante y de diferente altura que provoque que la radiación solar no incida en el suelo y que además levante las corrientes de advección hacia la atmósfera terrestre.

EL USO METABÓLICO DEL AGUA POR LAS PLANTAS

Generalmente se menciona que el agua es importante para el crecimiento y reproducción (producción de frutos).

Una enumeración más cuidadosa indica que el agua es importante fisiológicamente, dentro de las estructuras internas de las plantas para:

1. La formación de soluciones y procesos osmóticos.
2. La difusión del agua a través de paredes y membranas.
3. Mantener hidratados sus sistemas coloidales (organelas celulares).
4. Mantener una adecuada distribución del agua en la planta. El transporte del agua no sólo debe ser ascendente, sino también lateral, para mantener hidratadas las células del parénquima y epidermis del tallo.

5. Mantener la turgencia de la planta, bajo condiciones de alta demanda atmosférica o suelos con altos índices de salinidad.
 6. Soportar los efectos estacionales de sequía, mediante adaptaciones específicas.
 7. Mantener en funcionamiento los controles enzimáticos.
 8. Efectuar la incorporación de carbono y su transformación en azúcares y compuestos energéticos (metabolismo de los hidratos de carbono).
 9. Suplir energía para la respiración, la fotosíntesis y el metabolismo de aminoácidos y proteínas.
 10. Servir de vehículo para el transporte y difusión de nutrientes minerales que son absorbidos en el torrente transpiratorio.
4. Geográficos: Las características geográficas de la Tierra constituyen uno de los factores, más importantes en la distribución de las plantas; actúan tanto en beneficio como desfavorablemente para éstas. Dentro de las características geográficas podemos considerar las montañas, mares, ríos y desiertos.
 5. Humanos: Indiscutiblemente los más importantes, si consideramos la capacidad que tiene el humano de modificar el medio en el que se encuentra; la destrucción de áreas naturales, han sido la causa de extinciones y modificaciones a las áreas de distribución de las especies, cuyos alcances o repercusiones apenas pueden imaginarse.

Existen grupos de características internas de las plantas y otras externas, que condicionan una mayor o menor capacidad de abastecerse de agua para sus procesos metabólicos, entre ellas están los factores extrínsecos y los factores intrínsecos.

LOS FACTORES EXTRÍNSECOS SON LOS SIGUIENTES:

1. Atmosféricas o climáticas. Entre ellas lluvia, su cantidad y distribución, y la relación entre lluvia y evapotranspiración. Otros factores son el viento (velocidad y dirección), la humedad relativa, y la radiación solar, altamente dependiente de la posición de los terrenos colinados respecto al este o el oeste. También la luz, la temperatura influyen en gran medida.
2. Edáficos. Incluye principalmente fertilidad natural, textura y estructura, salinidad, pH, agua disponible y aireación, en función de la porosidad.
3. Bióticos. Grandes agentes bióticos pueden perjudicar las plantas, entre ellos: virus, bacterias y hongos; insectos y malezas.

LOS FACTORES INTRÍNSECOS SON LOS SIGUIENTES:

1. Tiempos relativos de crecimiento (germinación, desarrollo, producción y senectud): funciones hormonales y resistencia genética a factores adversos.
2. Cantidad de carbono absorbido vía estomas: depende de la superficie fotosintética, de la tasa de fotosíntesis, del sistema e interceptación de la luz o posición de las hojas en la arquitectura de la planta.
3. La asimilación de nutrientes: lo cual depende de las sales minerales absorbidas, la interacción entre ellas y el agua que las transporta.
4. Desarrollo radicular: densidad y agresividad de las raíces para crecer en el suelo, incluso en condiciones adversas.
5. Características morfológicas de las hojas: como tamaño, forma, área total y relación entre la superficie externa y la interna. Esto influye en la superficie fotosintética.
6. Otras características importantes relacionadas con la lámina foliar: son el tipo de estomas, su número por cm², su localización adaxial o abaxial en la lámina foliar, y su comportamiento de apertura. Esto influye en la cantidad de clorofila por área.

La cantidad y calidad en el crecimiento de las plantas se evalúa por varios mecanismos (Figura 17). Así, el rendimiento, producto de la interacción de factores extrínsecos e intrínsecos, se puede evaluar por:

1. Peso de cosecha fresca o deshidratada, por área.
2. Tamaño y peso de los frutos, o de frutos más las plantas (biomasa total).
3. Peso seco de frutos o frutos más biomasa, lo que elimina la succulencia de algunos tejidos muy hidratados.
4. Crecimiento vegetativo y reproductivo.

Los factores intrínsecos pueden ser superados mediante la ingeniería genética, seleccionando las plantas más aptas para producción agrícola (por ejemplo con sistemas radiculares más extensos o profundos).

Los factores extrínsecos también pueden ser superados aplicando hormonas, enzimas, induciendo factores de resistencia a patógenos, o desarrollando sistemas complementarios de ayuda como el riego, el control de la temperatura del suelo, reduciendo la pérdida de agua por evaporación, seleccionando variedades que se adapten a las condiciones climáticas locales, promoviendo un mejor desarrollo estructural, encalando los suelos para mejorar el pH, o promoviendo sistemas de control para disminuir la salinidad del suelo.

DISOLUCIONES, UNIDADES DE CONCENTRACIÓN, INTERACCIONES Y FACTORES QUE INFLUYEN SOLUTO SOLVENTE, PROPIEDADES COLIGATIVAS DE LAS DISOLUCIONES Y SISTEMAS COLOIDALES

MEZCLAS

Una mezcla es la combinación de dos o más sustancias en cantidades variables. En ella, las sustancias no se encuentran químicamente combinadas y no pierden sus propiedades. Una mezcla no tiene un conjunto de propiedades únicas, sino que cada una de las sustancias constituyentes aporta al todo con sus propiedades específicas.

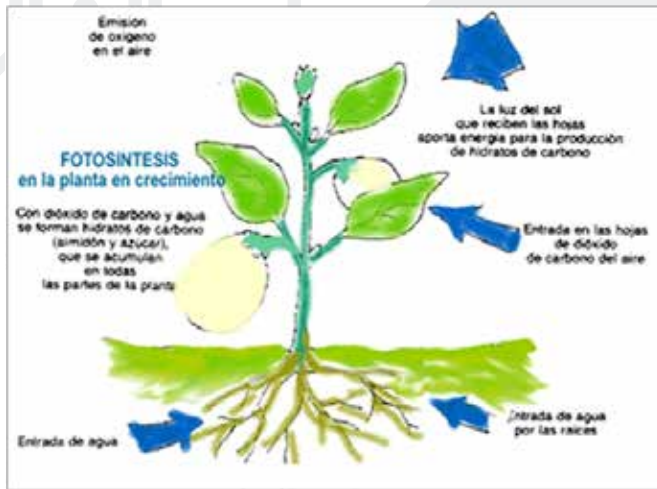


FIGURA 16. RELACIONES ECOLÓGICAS Y FISIOLÓGICAS DEL AGUA

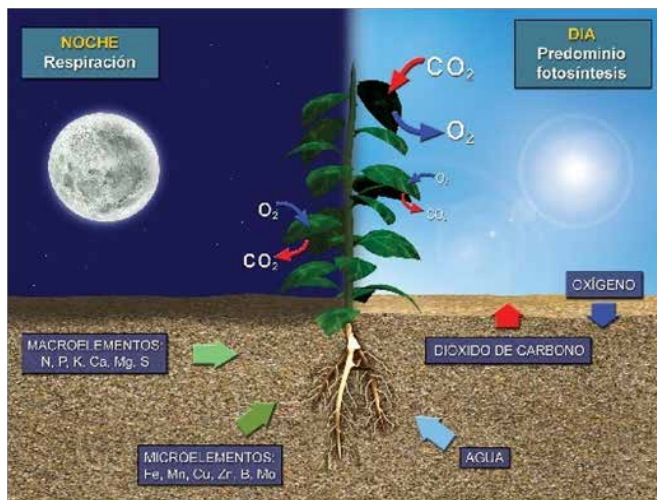


FIGURA 17. RELACIONES ENTRE PRODUCTIVIDAD, FACTORES INTRÍNSECOS Y EXTRÍNSECOS

Las mezclas están compuestas por: una sustancia que es el medio, en el que se encuentran una o más sustancias en menor proporción. El medio se llama fase dispersante y las sustancias que están en la fase dispersa. De acuerdo con el tamaño de las partículas de la fase dispersa, las mezclas pueden ser homogéneas o heterogéneas.

Mezclas homogéneas: Son aquellas en las que los componentes no son identificables a simple vista, por lo que se aprecia una sola fase física. El agua potable es una mezcla de agua (fase dispersante) y varias sales (fase dispersa). Sin embargo, no se ven las sales que están disueltas.

Entre las mezclas homogéneas se distingue una de gran interés: la disolución o solución química. Dispersidos o disoluciones verdaderas las cuales son aquellas en las que los componentes son de magnitud molecular. Se consideran verdaderas aquellas en las que el tamaño de las partículas que las componen son inferiores a un nanómetro (10^{-9} m); o el tamaño es menor a $0.001 \mu\text{m}$

La solución química está formada por una o más sustancias distribuidas uniformemente en un medio. Se denomina soluto las sustancias que se encuentran disueltas en menor cantidad (fase dispersa) y solvente la sustancia que está en mayor cantidad (fase dispersante).

Las soluciones tienen las siguientes propiedades:

- El soluto es soluble en el solvente; se observa una sola fase física.
- Las partículas disueltas no se depositan en el fondo del recipiente.
- Dejan pasar la luz a través de ellas; tienen aspecto translúcido

Mezclas heterogéneas: Son aquellas que no son uniformes en las que los componentes se distinguen a simple vista. Por ejemplo, si se pone suelo y agua en un vaso o si se mezcla aceite con agua, se pueden diferenciar claramente dos fases; en otros casos, debe usarse una mayor resolución para observar la discontinuidad. Las mezclas heterogéneas se agrupan en *coloides* y *suspensiones*.

Los coloides son mezclas en las que la fase dispersante es insoluble en la fase dispersa; es decir, no se distribuye uniformemente en el medio y, por tanto, se forman dos o más fases. Estas pueden separarse mediante la extracción simple. La crema y la leche son coloides. El tamaño de los dispersoides, coloides o disoluciones coloidales está entre 0.001 μm y 0.1 μm

Las suspensiones presentan una clara separación de fases. La fase dispersa generalmente es un sólido insoluble en la fase dispersante líquida, por lo cual las suspensiones tienen un aspecto opaco. Las fases se pueden separar por medio de la filtración simple. Las mezclas para construcción que tienen agua, cemento y arena son suspensiones. Además, las dispersiones, suspensiones o falsas disoluciones se considera que tiene un diámetro de las partículas de soluto excede de 0.1 μm

CONCEPTO DE SOLUCIÓN (LLAMADO DISOLUCIÓN)

Una solución es una mezcla físicamente homogénea, formada por dos o más sustancias que reciben el nombre de solvente y soluto. El solvente es la sustancia que por lo general se encuentra en mayor proporción dentro de la disolución. Las soluciones más comunes son las acuosas, por lo tanto, el solvente más frecuente es el agua. El soluto es la sustancia que, por lo general, se halla en menor proporción dentro de la solución. Por ejemplo (Cuadro 13 y 14), en una solución acuosa de cloruro de sodio, el agua es el solvente y la sal es el soluto. Como se puede ver en los cuadros 13 y 14 las disoluciones pueden existir en cualquiera de los tres tipos de estados de la materia: en forma gaseosa, en forma líquida y en forma sólida.

Un ejemplo de disolución gaseosa es el aire, que es una mezcla de nitrógeno, oxígeno y otros componentes gaseosos, en menor proporción.

Las disoluciones sólidas son, por ejemplo, el latón (cobre + zinc) y el bronce (cobre + zinc + estaño).

Las disoluciones líquidas son las más conocidas y en especial, las que tienen el agua como solvente.

CUADRO 13. EJEMPLOS DE SOLUCIONES

Estado de solución	Estado del Disolvente	Estado del soluto	Ejemplo
Gaseoso	Gaseoso	Gaseoso	Aire
Líquido	Líquido	Gaseoso	Oxígeno en agua
Líquido	Líquido	Líquido	Alcohol en agua
Líquido	Líquido	Sólido	Sal en agua
Sólido	Sólido	Gaseoso	Hidrógeno en platino
Sólido	Sólido	Líquido	Mercurio en plata
Sólido	Sólido	Sólido	Plata en oro

Para nuestro caso en la Relación Agua-Suelo-Planta las disoluciones acuosas son las más importantes, porque el agua del suelo no está en forma pura.

En realidad, en el suelo se da un ámbito muy grande de diferentes disoluciones, ya que los solutos disueltos varían en concentración y en tipo de soluto.

CUADRO 14. OTROS EJEMPLOS DE SOLUCIONES

Solucion	Ejemplo
Gas en gas	Aire
Lquido en gas	Aire Humedo
Solido en gas	Humo
Gas en liquido	Bedidas gaseosas
Liquido en liquido	Perfume
Liquido en Solido	Arcilla
Solido en liquido	Aleaciones

El agua que la planta absorbe del suelo ascienden sales en disolución que ayudan al metabolismo de la planta, y también muchas de las sustancias metabolizadas dentro de la misma planta se encuentran en el agua.

Las concentraciones relativas de las disoluciones presentan los siguientes conceptos:

a) Disolución nosaturada

Es la disolución que tiene una menor cantidad de soluto que el máximo que pudiera contener a una temperatura y presión determinadas. Contiene una menor concentración de soluto que la disolución saturada. No está en equilibrio. Si se agrega más soluto al medio, este sedisuelve.

b) Disolución saturada

Es la que tiene la máxima cantidad de soluto que puede contener a una temperatura y presión determinadas. Una vez que la disolución está saturada ésta no disuelve más soluto. En ellas existe un equilibrio entre el soluto y el disolvente.

c) Disolución sobresaturada

Es la que contiene un exceso de soluto a una temperatura y presión determinadas (tiene más soluto que el máximo permitido en una disolución saturada) y en consecuencia hay un precipitado dentro del vaso donde se realiza la sobresaturación, que corresponde al soluto no disuelto. Si se agrega más soluto a una solución saturada su masa se incrementará y ocurrirá precipitación del soluto.

Para la adsorción de líquidos por sólidos se tienen dos procesos:

1. **Extensión:** A mayor división del sólido, mayor superficie específica del mismo, mayor contacto y la adsorción será mayor.
2. **Selectiva:** La adsorción es preferencial. Ciertos sólidos adsorben más de un material en disolución que otros. La razón estriba en el radio iónico del elemento, su grado de hidratación, su valencia y la fuerza electrostática asociada. Tipos de disoluciones: En la naturaleza existen varios tipos de disoluciones, que se definen según dos tipos de solutos:

No electrolitos: El agua pura no conduce la corriente eléctrica. Si al agua pura se agregan sustancias de tipo molecular, estas se disuelven como moléculas. Un ejemplo es cuando se agrega azúcar (sacarosa) al agua. La sacarosa es una sustancia molecular que no forma iones en disoluciones. Como las moléculas de sacarosa son neutras no conducen la corriente eléctrica.

Electrolitos: Estas sustancias disueltas en agua pura conducen la corriente eléctrica. En la disolución estas sustancias están en forma iónica. Los iones cargados migran, al aplicarles un campo eléctrico o magnético, transportando la corriente eléctrica. Ejemplos conocidos de electrolitos son el NaCl, KCl y el NaNO_3 .

Hay varias formas de expresar las cantidades relativas de soluto y solvente presentes en una disolución entre ellas tenemos:**UNIDADES DE CONCENTRACIÓN LAS CUALES SE EXPRESA EN PORCENTAJE EN PESO**

Una disolución de NaCl al 5% significa 5% en peso de sal en un total de 100 gramos de agua (disolvente) + sal (soluta).

Con mayor frecuencia la cantidad de soluto se expresa en moles.

$$\text{Peso (\%)} = \frac{\text{Masa soluto} * 100}{\text{Masa total disolución}} \quad (8)$$

Así se establecen tres unidades de concentración de este tipo que son: fracción molar, molalidad y molaridad.

Para esto se debe de calcular el peso molecular y peso formular en gramos. Las fórmulas están hechas de dos o más átomos iguales o diferentes. Si son iguales, la fórmula representa la molécula de un elemento (H_2 molécula de hidrógeno, O_2 molécula de oxígeno, S_8 molécula de azufre: Si los átomos que conforman una fórmula son de dos o más clases, la fórmula representa un compuesto. El peso formular o molecular se calcula tomando el peso atómico de elemento que constituye la fórmula y se multiplica por el número de veces que está cada átomo en dicha fórmula y finalmente se sumarian todos los pesos.

Ejemplos:

1- Fórmula H₂SO₄

$$2 \text{ H} = 2 * 1 = 2$$

$$1 \text{ S} = 1 * 32 = 32$$

$$4 \text{ O} = 4 * 16 = 64$$

Peso total = 98 lo que indica que 1 mol de H₂SO₄ está compuesto de 98 gramos

2- Fórmula NH₃

$$1 \text{ N} = 1 * 14 = 14$$

$$3 \text{ H} = 3 * 1 = 3$$

Peso total = 17 lo que indica que 1 mol de NH₃ está compuesto de 17 gramos

¿Cuántos moles de CaCO₃ hay en 800g del compuesto?

Fórmula CaCO₃

$$1 \text{ Ca} = 1 * 40 = 40$$

$$1 \text{ C} = 1 * 12 = 12$$

$$3 \text{ O} = 3 * 16 = 48$$

Peso total = 100 lo que indica que 1 mol de CaCO₃ está compuesto de 100 gramos

$$\text{Moles de CaCO}_3 = \frac{800\text{g CaCO}_3}{100\text{g/mol}} = 8 \text{ moles de CaCO}_3$$

FRACCIÓN MOLAR (X_A):

Es la cantidad de una sustancia X en moles, presente en una disolución binaria o que tenga mayor número de componentes. Se usa en algunos problemas que tienen relación con las propiedades coligativas de las sustancias.

$$X_A = \frac{\text{número de moles de A (solvente)}}{\text{Nº total de moles de los componentes (A y B)}} \quad (9)$$

$$X_B = \frac{\text{número de moles de B (soluto)}}{\text{Nº total de moles de los componentes (A y B)}} \quad (10)$$

$$X_A = \frac{n_A}{n_A + n_B} \quad (11)$$

$$X_B = \frac{n_B}{n_A + n_B} \quad (12)$$

Ejemplo:

Si 1.20 moles de sacarosa (A) se disuelven en 16.8 moles de agua (B), ¿cuál es la fracción molar de la sacarosa?

$$X_A = \frac{1.20 \text{ moles}}{(1.20 + 16.8) \text{ moles}} = 0.067$$

Como dogma se establece que la suma de todas las fracciones molares de una disolución siempre es igual a uno, esto es:

$$X_A + X_B + \dots = 1 \quad (13)$$

MOLALIDAD (M) (MOL/KG):

se define como el número de moles de soluto presentes en un kilogramo de disolvente. Es también una unidad que expresa la concentración de una disolución y que se usa preferentemente con las propiedades coligativas.

$$m = \frac{\text{Moles desoluto}}{\text{kg dedisolvente}} \quad (14)$$

Para expresar esta unidad se necesita saber la masa molecular (peso molecular) del soluto y la densidad del solvente (g/cm³)

Ejemplo: Una disolución contiene 12.0 g de glucosa, C₆H₁₂O₆, disueltos en 95 g de agua. Calcule la molalidad de la glucosa.

1- La masa molecular o peso molecular de la glucosa es iguala:

$$6 * 12 + 12 * 1 + 6 * 16 = 180 \text{ gramos por mol.}$$

$$\text{El número de moles de soluto} = \frac{12.0 \text{ g}}{180 \text{ g/mol}} = 0.0667 \text{ moles}$$

2- Los kilogramos de disolvente son:

Densidad del agua 1 g/cm^3 o $1 \text{ kg}/1000 \text{ cm}^3$ de agua.

3- El número de kilogramos de disolvente:

$$95 \text{ g} \cdot 1 \text{ cm}^3 \cdot \frac{1 \text{ kg}}{1000 \text{ cm}^3} = 0.095 \text{ kg de agua.}$$

$$\text{Resp: La molalidad es de} = \frac{0.0667 \text{ mol}}{0.095 \text{ kg}} = \frac{0.072 \text{ moles}}{\text{kg}}$$

MOLARIDAD (M) (MOLES/L):

Esta unidad es empleada para expresar la concentración de una disolución. Es el número de moles de soluto (sustancia disuelta) por cada litro de disolución.

Una sustancia 1 molar, es aquella que tiene un mol de soluto disuelto en agua (o cualquier otro líquido), en un litro de disolución, entendiéndose que se completa un litro de disolución en el total del "soluto + solvente".

Ejemplo:

Calcular la molaridad de una solución preparada agregando 100.0 g de NaCl a suficiente agua para hacer 1.0 litro de solución:

$$100.0 \text{ g NaCl} = 1.71 \text{ moles NaCl } 58.5 \text{ g/mol}$$

$$1.71 \text{ moles NaCl} = 1.71 \text{ M (moles/l)} \cdot 1.0 \text{ litros de solución}$$

La cantidad de soluto que se disuelve en un disolvente depende de varios factores. Los más importantes son:

- La naturaleza del disolvente y del soluto y las interacciones entre ellos. Hay solutos fácilmente solubles y otros de difícil solubilidad.

- La temperatura a la que se forma la disolución. A mayor temperatura, aumenta la solubilidad del soluto.
- La presión para el caso de los solutos gaseosos. Interacciones soluto-solvente: se dice que "semejante disuelve a semejante" o "que igual disuelve a igual". Esto significa que dos sustancias que tienen el mismo tipo de fuerzas intermoleculares, muy probablemente serán solubles entre sí.

Por ejemplo, el hexano (C_6H_{14}) y el pentano (C_5H_{12}) son sustancias no polares. Ambos son completamente mezclables entre sí. Pero la mayor parte de sustancias no polares son muy poco solubles en agua.

PORCENTAJE VOLUMEN EN VOLUMEN

Se refiere al volumen del soluto (ml) presente en cada 100 ml de solución. La expresión que se utiliza para calcularlo es:

$$\% \text{ en volumen del soluto} = \frac{\text{Volumen del soluto} \cdot 100}{\text{Volumen total disolución}} \quad (15)$$

Ejemplo:

Cuántos ml de H_2SO_4 hay en 300 ml de una solución al 20% en volumen?

En una solución al 20% de H_2SO_4 , por cada 100 ml de solución, hay 20 ml de ácido. Por lo que si hay 300 ml de solución, habrá 60 ml de H_2SO_4 , según la siguiente operación:

$$\text{ml H}_2\text{SO}_4 = 20 \text{ ml H}_2\text{SO}_4 \cdot 300 \text{ ml de solución} = 100 \text{ ml de solución}$$

$$\text{ml H}_2\text{SO}_4 = 60 \text{ ml H}_2\text{SO}_4$$

PORCENTAJE MASA - VOLUMEN

Representa la masa del soluto (g) por cada 100 ml de solución. Se puede calcular según la expresión:

$$\% = \frac{\text{Masa soluto} \cdot 100}{\text{Volumen disolución en \% p/v o m/v}} \quad (16)$$

Ejemplo:

Cúal es el % p/v de una solución que contiene 20 g de KOH en 250 ml de solución?

Nos dicen que 250 ml de solución contienen 20 g de KOH

$$\frac{\text{masa}}{\text{Volumen}} = \frac{20 \text{ g KOH} \cdot 100}{250 \text{ ml}} = 8\% \text{ de KOH}$$

PARTES POR MILLÓN (PPM)

Se emplea para medir concentraciones muy pequeñas; por ejemplo las partículas contaminantes que eliminan los automotores o la cantidad de cloro o flúor presentes en el agua potable.

Para soluciones sólidas se utilizan las unidades mg/kg y para las soluciones líquidas mg/lt.

Las siguientes expresiones permiten calcular las partes por millón:

$$\text{ppm} = \frac{\text{mg desoluto}}{\text{kg}} \tag{17}$$

$$\text{ppm} = \frac{\text{mg desoluto}}{\text{kg}} \tag{18}$$

Ejemplo:

Cuál será la concentración en ppm de una muestra de 350 ml de solución de fluoruro de sodio en agua, que contiene 0.0007 g de esa sal disuelta?

Primero se realiza la conversión a las unidades requeridas en la fórmula:

350 ml = 0.350 lt de solución, y 0.0007 g = 0.70 mg

Luego se aplica la fórmula:

$$\text{ppm} = \frac{\text{mg de soluto}}{0.350} = 0.70 \text{ mg de soluto} = 2 \text{ ppm}$$

La solución contiene 2 ppm de NaF, que es equivalente a 2 mg/l. Los pocos compuestos orgánicos que se disuelven en agua, contienen grupos hidroxilo (OH), en sus

cadenas terminales como el etilenglicol, C₂H₄(OH)₂, y los alcoholes etílico (CH₃OH) y metílico (C₂H₅OH). En estos compuestos, al igual que el agua, las principales fuerzas intermoleculares son los puentes de hidrógeno.

PROPIEDADES BÁSICAS DE LA MATERIA

Muchas de las propiedades importantes de las disoluciones dependen del número de partículas de soluto en la solución y no de la naturaleza de las partículas del soluto. Estas propiedades se denominan propiedades coligativas porque tienen un mismo origen; esto es, todas ellas dependen del número de partículas sean átomos, moléculas o iones.

EFEECTO DE LA TEMPERATURA

Si el proceso de solubilidad absorbe calor (reacción endotérmica), un aumento en la temperatura aumenta la solubilidad del soluto (Figura 18). Si el proceso de solubilidad es exotérmico (libera calor al reaccionar), una disminución en temperatura disminuye su solubilidad. En la figura 18 se observa la solubilidad conforme se varía la temperatura en diferentes compuestos.

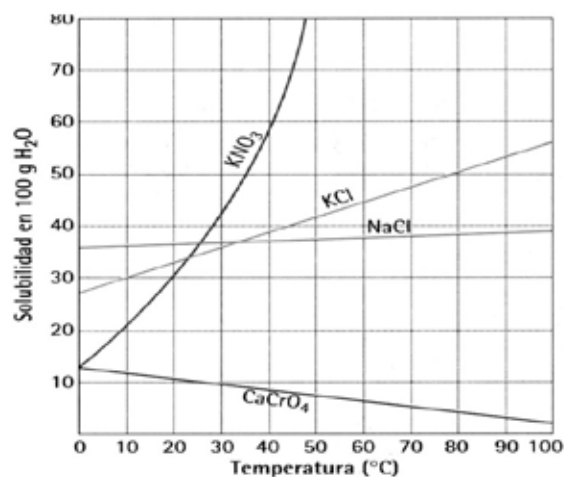


FIGURA 18. GRADOS DE SOLUBILIDAD DEPENDIENTES DE LA TEMPERATURA

EFECTO DE LA PRESIÓN

La presión solo tiene un efecto importante en la solubilidad de los sistemas gas-líquido (Figura 19) debido a que los procesos biológicos en la naturaleza, que relacionan aspectos de suelo-planta-atmósfera, ocurren a presiones normales (o bajas), disminuyendo la formación de burbujas en los vasos transportadores del agua y sus asimilados osavia. La figura 19 muestra cómo varían con respecto a la presión los puntos de congelación, y vaporización del agua líquida.

Un ejemplo, es la disolución de dióxido de carbono (CO_2) en las bebidas gaseosas, en el cual se introduce el CO_2 a presión dentro del envase. Al destaparse, se equilibra la presión dentro del envase con la presión atmosférica normal, y se produce el burbujeo.

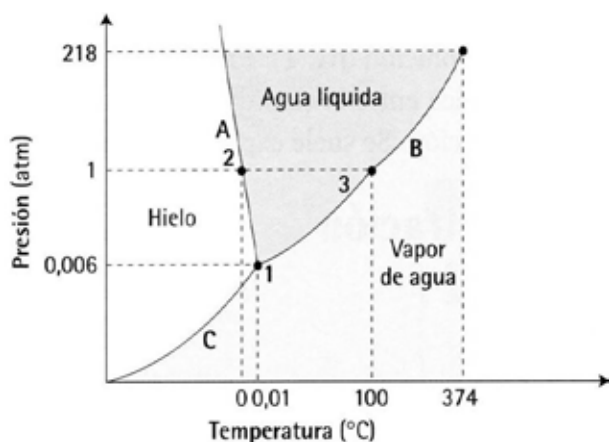


FIGURA 19. ESTADOS FÍSICOS DEL AGUA EN BASE A LA TEMPERATURA Y LA PRESIÓN

Normalmente estas bebidas burbujeantes se embotellan a presiones de hasta 4 bares. Al abrir la botella, la presión ejercida sobre el líquido desciende hasta 1 bar, y las burbujas de dióxido de carbono aparecen rápidamente en la disolución de los refrescos gaseosos.

PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS DISOLUCIONES

Una sustancia pura (por ejemplo agua pura), se caracteriza porque tiene a una presión y temperatura dada, puntos de fusión, ebullición, densidad y presiones de vapor muy definidas, es decir, no varían. Estas propiedades permiten identificar una sustancia pura. ¿Cómo se afectan tales propiedades cuando se hace una disolución con dos sustancias puras (son las propiedades coligativas)?

- Es razonable esperar que una disolución de 50 por ciento por volumen de dos líquidos pudiera tener una densidad intermedia, respecto a las densidades de los dos componentes, y valores similares para otras propiedades, como el punto de fusión o de ebullición. Esto es aproximadamente cierto para algunas disoluciones.
- Aquellas que lo cumplen, se denominan disoluciones ideales. En la vida práctica hay muy pocas.
- Por esta razón surgió el término coligativas, que describe las variaciones en las propiedades de una disolución, respecto a las propiedades típicas de las sustancias puras, mediante simples cálculos aritméticos de las propiedades de soluto y disolvente.

PROPIEDADES COLIGATIVAS DE LAS DISOLUCIONES

Las propiedades físicas de una disolución difieren considerablemente de las propiedades físicas del disolvente puro y dependen del número de partículas del soluto en un volumen de disolvente determinado, y no de la masa de dichas partículas ni de su naturaleza. Entre las propiedades coligativas figuran el descenso de la presión de vapor, la elevación del punto

de ebullición, el descenso del punto de congelación y la presión osmótica cuyas leyes de la disolución afirman lo siguiente:

- 1- La presión osmótica de una disolución diluida a temperatura constante es directamente proporcional a su concentración.
- 2- La presión osmótica de una disolución dada es directamente proporcional a su temperatura absoluta.

Las medidas de estas propiedades en sustancias moleculares como glucosa ($C_6H_{12}O_6$) o sacarosa ($C_{12}H_{22}O_{11}$), o sustancias iónicas como cloruro de sodio, (NaCl) o cloruro de potasio (KCl), pueden permitir determinar con precisión las masas moleculares relativas. Las modificaciones debidas a solutos gaseosos por lo general son despreciables.

El término coligativo significa unión, trabazón o enlace, de unas sustancias con otras.

Las relaciones entre las propiedades coligativas y la concentración de solutos deben ser consideradas como leyes límite, esto es, se cumplen las predicciones generadas por los cálculos aritméticos, cuanto más diluida es la disolución. Así, las propiedades coligativas de las disoluciones, no funcionan con disoluciones concentradas.

PRESIÓN DE VAPOR

Una solución cuyo soluto sea no volátil poseerá una presión de vapor menor que la observada en el solvente puro.

Por el contrario, si el soluto es volátil (Figura 20), la presión de vapor de la solución será la suma de las presiones parciales de los componentes de la mezcla

La presión de vapor expresada matemáticamente para un soluto no volátil se expresa:

$$P_A = P_{oA} * X_A \quad (19)$$

Donde:

P_A = Presión de vapor de la solución

P_{oA} = Presión de vapor del solvente puro

X_A = Fracción molar del solvente en la solución

$$P_A = P_{oA} * n_A \quad (20)$$

$$n_A + n_B$$

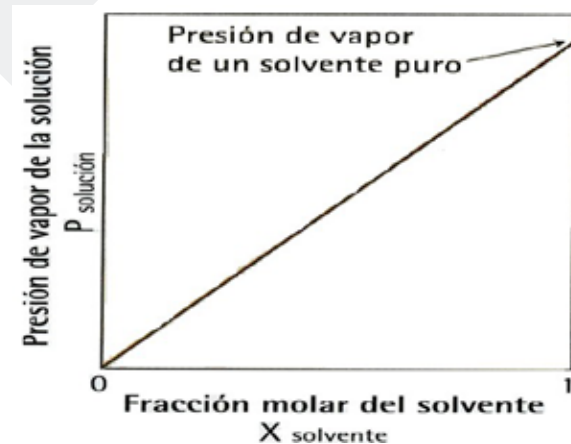


FIGURA 21. LA PRESIÓN DE VAPOR DE UNA SOLUCIÓN ES PROPORCIONAL A LA FRACCIÓN MOLAR DEL SOLVENTE

La presión de vapor se expresa matemáticamente para dos componentes volátiles se expresa:

$$P_{solucion} = P_A + P_B \quad (21)$$

Donde:

$P_{solución}$ = presión de vapor de la solución final

P_A = Presión de vapor del componente A

P_B = Presión parcial del componente B

Ejemplo: Un mol de glucosa se añade a 10 moles de agua a 25 °C. Si la presión de vapor del agua pura a esta temperatura es de 23.8 mm de HG, ¿cuál será la presión de vapor de la mezcla?

Dado que la glucosa es un producto no volátil, se utiliza la expresión:

$$P_A = P_{oA} * \frac{n_A}{n_A + n_B}$$

$$P_A = 23,8 \text{ mmHg} * \frac{10}{10 + 1}$$

$$P_A = 21.63 \text{ mm Hg}$$

Esto significa que la adición de un mol de glucosa a 10 moles de agua produce un descenso en la presión de vapor del agua igual a 2.17 mm Hg.

PUNTO DE EBULLICIÓN

El punto de ebullición de una sustancia es la temperatura a la cual su presión de vapor iguala a la presión atmosférica externa. ¿Cómo difieren los puntos de ebullición y de congelación de una solución hídrica de los del agua pura? La adición de un soluto no volátil disminuye la presión de vapor de la solución. Como se ve en la Figura 22 la curva de presión de vapor de la solución cambiará hacia abajo relativo a la curva de presión de vapor del agua líquida pura; a cualquier temperatura dada, la presión de vapor de la solución es más baja que la del agua pura líquida.

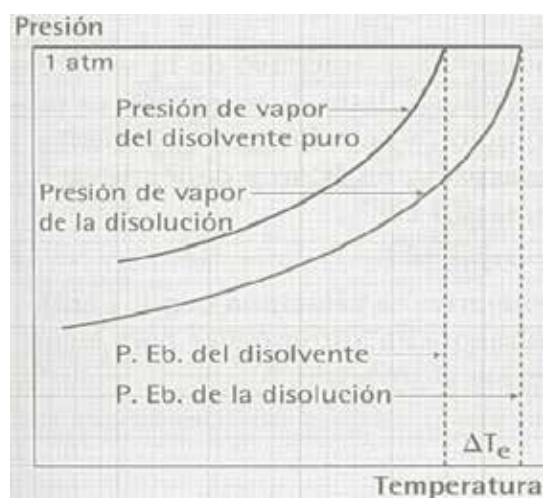


FIGURA 22. CURVAS DE ASCENSO DEL PUNTO DE EBULLICIÓN DE UNA DISOLUCIÓN CON RESPECTO A LA TEMPERATURA Y AL PUNTO DE EBULLICIÓN DEL SOLVENTE

En la figura 23 se observa que teniendo en cuenta que el punto de ebullición del agua líquida es la temperatura a la cual su presión de vapor es igual a 1 atm a nivel del mar, por consiguiente se necesitará una temperatura más alta para alcanzar una presión de vapor de 1 atm en el caso del agua en disolución. Así el punto de ebullición de la disolución es mayor que el del agua líquida.

Como se observa en la figura 23 para incrementar el punto de ebullición relativo al del solvente puro, T_{eb} , es directamente proporcional al número de partículas del soluto por mol de moléculas de solvente. Dado que la molalidad expresa el número de moles de soluto por 1000 g de solvente, lo cual representa un número fijo de moles del solvente, la elevación del punto de ebullición ΔT_e es proporcional a la concentración molal (m) de la solución.

$$\Delta T_e = K_e * m \quad (22)$$

Donde:

ΔT_e = incremento o elevación del punto de ebullición

K_e = constante de proporcionalidad llamada constante ebulloscópica molal. Se expresa en $^{\circ}\text{C}/\text{m}$ donde m es característica de cada solvente.

m = concentración molal (mol / kg)

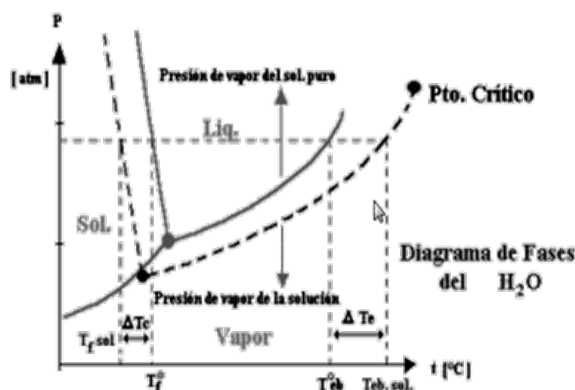


FIGURA 23. ESTADOS FÍSICOS DEL AGUA EN BASE A LA TEMPERATURA Y LA PRESIÓN DEL AGUA PURA RESPECTO A AGUA EN SOLUCIÓN

Ejemplo: Calcule el incremento en el punto de ebullición de una solución originada por la adición de 10 g de glucosa a 500 g de agua. La K_e del agua es $0.51\text{ }^\circ\text{C/m}$ y el peso molecular de la glucosa es 180 g/mol .

Se debe calcular la concentración mol al del soluto (m):

$$n_{\text{glucosa}} = \frac{10\text{ g} \cdot 1\text{ mol}}{180\text{ g}} = 0.055\text{ mol de glucosa}$$

$$m = \frac{n}{\text{kg solvente}} = \frac{0.055\text{ mol}}{0.500\text{ kg agua}} = 0.11\text{ mol/kg}$$

$$\Delta T_e = K_e \cdot m = \frac{0.51\text{ }^\circ\text{C} \cdot 0.11\text{ m (mol / kg)}}{m\text{ (mol / kg)}} = 0.0561\text{ }^\circ\text{C}$$

Esto quiere decir que el punto de ebullición del agua en solución se incrementó $0,0561\text{ }^\circ\text{C}$ con respecto al del agua pura (solvente puro).

A partir de este valor se deduce que la temperatura de ebullición de la solución es:

$$T_e = \Delta T_e + 100\text{ }^\circ\text{C} \quad (23)$$

$$T_e = 0.0561 + 100\text{ }^\circ\text{C}$$

$$T_e = 100.056\text{ }^\circ\text{C}$$

PUNTO DE CONGELACIÓN

También en la figura 23 se observa que en soluciones con solutos no volátiles se observa un descenso de la temperatura de congelación (T_c) respecto a la del solvente puro. Esta disminución es proporcional a la concentración molal de la solución y se relaciona por medio de la constante crioscópica molal (K_c), que se expresa en $^\circ\text{C/m}$ y depende de la naturaleza del solvente. La expresión matemática es:

$$\Delta T_c = K_c \cdot m \quad (24)$$

Una aplicación de esta propiedad coligativa se relaciona con los anticongelantes, sustancias empleadas principalmente en automóviles para evitar que en el agua de los radiadores se congele durante el invierno.

Ejemplo: Halle el punto de congelación de una solución que contiene 23.0 g de etanol ($\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$) en 600 g de agua con un valor de K_c para el agua igual a $1.86\text{ }^\circ\text{C}$.

$$n_{\text{etanol}} = \frac{23\text{ g} \cdot 1\text{ mol}}{46\text{ g}} = 0.5\text{ mol de etanol}$$

$$m = \frac{n}{\text{kg solvente}} = \frac{0.5\text{ mol etanol}}{0.600\text{ kg}} = 0.833\text{ (mol/kg)}$$

$$\Delta T_c = K_c \cdot m = \frac{1.86\text{ }^\circ\text{C} \cdot 0.833\text{ m (mol/kg)}}{m\text{ (mol / kg)}} = 1.54\text{ }^\circ\text{C}$$

Si el punto de congelación del agua pura es de $0\text{ }^\circ\text{C}$, este resultado indica que la disolución se congela a:

$$0\text{ }^\circ\text{C} - 1.54\text{ }^\circ\text{C} = -1.54\text{ }^\circ\text{C}$$

PRESIÓN OSMÓTICA

La ósmosis es el paso de moléculas de agua (solvente) a través de una membrana semipermeable de un compartimento menos concentrado hacia otro, con mayor concentración del soluto (Figura 24 y 25). Una membrana semipermeable es una película que permite el paso del solvente pero no del soluto. Las moléculas del solvente pueden pasar en ambas direcciones a través de la membrana pero el flujo predominante ocurre en la dirección de menor a mayor concentración de soluto y termina cuando se iguala la presión ejercida por las moléculas de soluto.

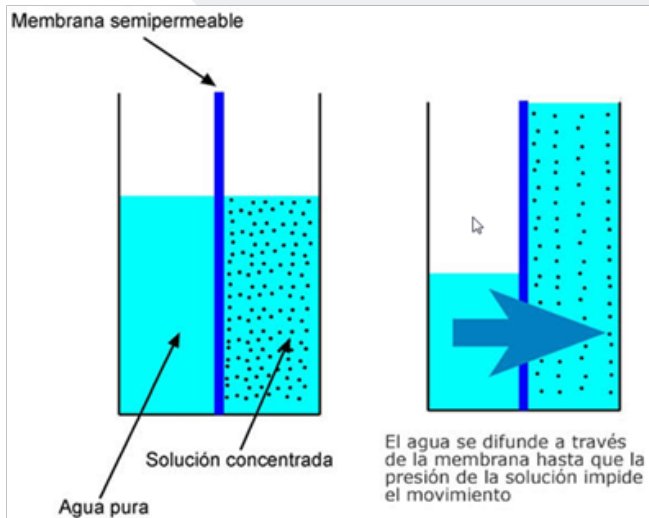


FIGURA 24. PRESIÓN OSMÓTICA

Las flechas indican la presión osmótica y el flujo osmótico donde en la figura 25 muestra cuando se alcanza el equilibrio.

La presión ejercida por las moléculas de soluto se denomina presión osmótica y depende de la cantidad de soluto.

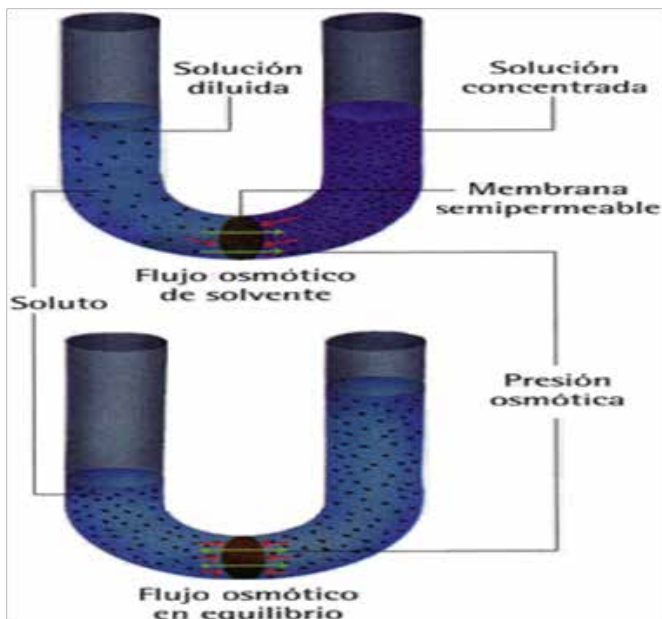


FIGURA 25. FLUJO OSMÓTICO

Se puede interpretar como si el soluto fuera un gas que ejerce presión sobre las paredes de un recipiente:

$$P_i = \frac{n \cdot R \cdot T}{V} \quad (25)$$

Donde:

P_i = Presión osmótica

n/V = concentración molar de la solución

Si el solvente es agua la molaridad será equivalente a la molalidad por lo que se obtiene:

$$P_i = M \cdot R \cdot T \quad (26)$$

$$P_i = m \cdot R \cdot T \quad (27)$$

Ejemplo:

¿Cuál es la presión osmótica generada por una solución de 75 g de glucosa disueltos en 250 g de agua a 27°C.

$$n_{\text{glucosa}} = \frac{75 \text{ g glucosa}}{180 \text{ g glucosa}} \cdot 1 \text{ mol} = 0.41 \text{ mol de glucosa}$$

$$m = \frac{0.41 \text{ mol}}{0.250 \text{ kg}} = \frac{1.64 \text{ mol}}{\text{kg}}$$

Con base en la ecuación $P_i = m \cdot R \cdot T$

$$P_i = \frac{1.64 \text{ mol}}{\text{kg}} \cdot \frac{0.0821 \text{ atm} \cdot \text{kmol}}{\text{kmol}} \cdot \frac{300 \text{ K}}{\text{osmótica}} = 40.3 \text{ atm de presión}$$

$$P_i = m \cdot R \cdot T \quad (28)$$

SISTEMAS COLOIDALES

En los coloides las partículas son de tamaño mayor que el de las soluciones (10 a 10,000 Å se les llama micelas). Además en los componentes de un coloide se identifica tanto una fase dispersa (llamada soluto) y una fase dispersante (llamada solvente) (Cuadro 15).

La fase dispersa o partículas dispersas: esta fase corresponde al soluto en las soluciones, y está constituida por moléculas sencillas o moléculas gigantes. Pueden actuar como partículas independientes o agruparse para formar estructuras mayores y bien organizadas.

La fase de la dispersión o medio dispersante: es la sustancia en la cual las partículas coloidales están distribuidas. Esta fase corresponde al solvente en las soluciones.

Según la afinidad de los coloides por la fase dispersante se clasifican en liófilos si tienen afinidad y liófilos si no hay afinidad entre la sustancia y el medio.

En los coloides, el tamaño del soluto es tal que sus partículas se encuentran suspendidas entre las del solvente, siendo lo suficientemente grandes como para causar turbidez en la mezcla.

Los coloides que tienen la propiedad de adsorber agua del medio circundante son hidrófilos y los que no la tienen son coloides hidrófobos.

La separación de fases por coagulación es irreversible: para las células significa la muerte.

Ejemplos de estos es el huevo:

- 1- Dentro del cascarón la yema y la clara son fluidos, pero cuando se someten a temperatura coagulan irreversiblemente (huevo duro).
- 2- Igual ocurre con la sangre que es un coloide que coagula cuando baja la temperatura de ella de manera irreversible.
- 3- La leche, coloide que coagula de manera irreversible cuando se acidifica (llamada leche agria).

CUADRO 15. EJEMPLOS DE COLOIDES

Nombre	Ejemplos	Fase Dispersa	Medio Dispersante
Aerosol Solido	Polvo en el aire	Solido	Gas
Geles	Gelatinas, tinta, Clara de huevo	Solido	Liquido
Aerosol liquido	Niebla	Liquido	Gas
Emulsion	Leche, Mayonesa	Liquido	Liquido
Emulsion Solida	Pinturas,quesos	Liquido	Solido
Espuma	Nubes, esquemas	Gas	Liquido
Espuma Solido	Piedra Pomez	Gas	Solido

IMPORTANCIA DE LOS COLOIDES POR SU FORMACIÓN

1. Todos los tejidos vivos son coloidales.
2. El suelo en parte está constituido de una materia coloidal. Las partículas de los coloides no las puedes ver nada más así a simple vista. Diferentes tipos de coloides del suelo son:
 - Arcillas cristalinas silicatadas
 - Arcillas no cristalinas amorfas
 - Óxidos de hierro y aluminio (sesquióxidos)
 - Coloides orgánicos (humus)
3. Muchos de los alimentos que ingerimos son coloides: el queso, la mantequilla, las sopas claras, las jaleas, la mayonesa, la nata batida.
- 4- En la industria, los cauchos, los plásticos, las pinturas, las lacas y los barnices son coloides. En la fabricación de las cerámicas, los plásticos, los textiles, el papel, las películas fotográficas, las tintas, los cementos, las gomas, los cueros, lubricantes, jabones, insecticidas agrícolas, detergentes y en proceso como blanqueo, purificación y flotación de minerales, dependen de la absorción en la superficie de materia coloidal.

PROPIEDADES DE LOS COLOIDES

- 1- Movimiento browniano: se observa en un coloide al ultramicroscopio, y se caracteriza por un movimiento de partículas rápido, caótico y continuo; esto se debe al choque de las partículas dispersas con las del medio.
- 2- Efecto de Tyndall: es una propiedad óptica de los coloides y consiste en la difracción de los rayos de luz que pasan a través de un coloide. Esto no ocurre en otras sustancias.
- 3- Adsorción: esta es la retención de las moléculas de una sustancia, sobre la superficie de otras, que actúan como adsorbentes los coloides son excelentes adsorbentes debido al tamaño pequeño de las partículas y a la superficie grande. Ejemplos: el carbón activado tiene gran adsorción, por tanto, se usa en los extractores de olores; el gel de sílice es un muy buen adsorbente frente a varias sustancias, especialmente el vapor de agua.
- 4- Carga eléctrica: las partículas coloidales pueden poseer una carga eléctrica característica sobre su superficie. Esta carga eléctrica puede ser el resultado de:
 - 4.1 La adsorción de iones
 - 4.2 El efecto de electricidad estática
 - 4.3 La ionización de las propias partículas coloidales

El proceso responsable de la generación de la carga determinará el signo de ésta (Figura 26 y 27).

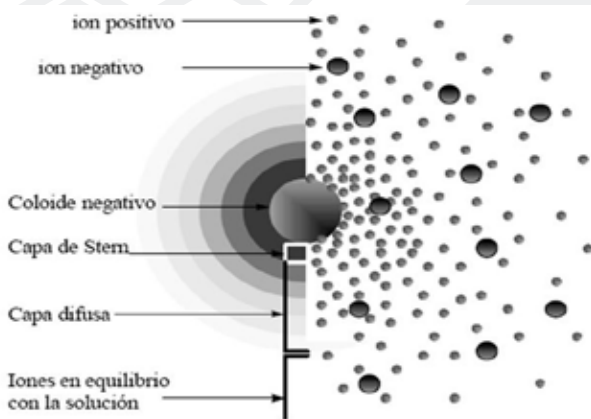


FIGURA 26. CAPA DE STERN Y CAPA DIFUSA

Las partículas de arcilla de un suelo pueden estar en estado coloidal cuando la dispersión se estabiliza por cargas eléctricas. Las cargas se pueden adquirir por adsorción.

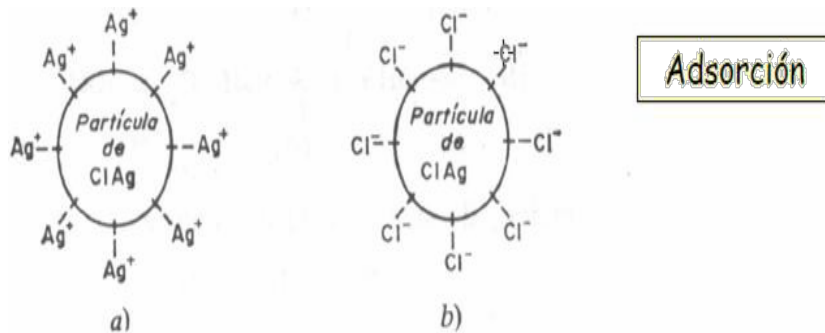
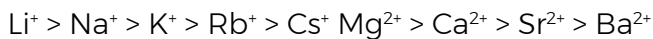


FIGURA 27. ADSORCIÓN Y DISOCIACIÓN

5- Solvatación: iones y partículas coloidales que atraen las moléculas del medio dispersante, si éste es polar.

6- Hidratación: los iones se solvatan más fuertemente cuanto más carga posean y menor tamaño



7- Desolvatación: las sales disueltas en el medio roban moléculas de agua a las partículas coloides solvatadas

8- Floculación: una solución coloidal flocula o coagula cuando se unen, unas a otras las partículas dispersas para disminuir el valor de la carga o disminuir el grado desolvatación.

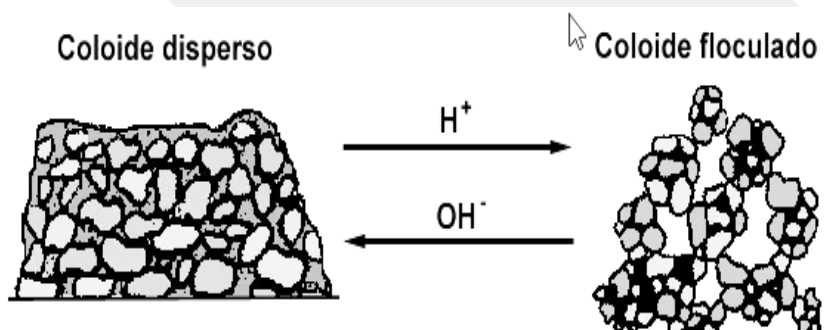


FIGURA 28. DIFERENCIA ENTRE UN COLOIDE DISPERSO Y UN COLOIDE FLOCULADO

DIFERENCIAS ENTRE LAS MEZCLAS Y LOS COMPUESTOS

En una disolución, la composición de la mezcla puede modificarse. Así, el agua y el azúcar pueden formar diferentes tipos de disoluciones, atendiendo a las distintas cantidades de azúcar que se puede disolver dentro del agua. Por ello, se puede afirmar que una disolución es una mezcla homogénea de composición variable en donde los componentes pueden separarse fácilmente por medios físicos (Cuadro 16).

Por el contrario, en un compuesto químico, la composición responde a una proporción fija y determinada de sus constituyentes y su separación debe hacerse por procedimientos químicos. Así, el agua es un compuesto químico formado por moléculas que responden a la fórmula química H_2O , que indica que cada molécula resulta de la combinación de dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno. La separación del hidrógeno del oxígeno en el agua se realiza mediante la electrólisis, que es un procedimiento químico que sirve para descomponer, en este caso, el agua mediante una corriente eléctrica y la ayuda de los electrodos metálicos

CUADRO 16. DIFERENCIAS ENTRE LAS MEZCLAS Y LOS COMPUESTOS

Diferencias	
Mezcla	Compuesto
Se conserva las propiedades de los integrantes	Tiene propiedades diferentes a las de sus integrantes
Los integrantes se agrupan en cualquier proporción	La proporción de los integrantes es fija y determinada
No tiene fórmula química	Tiene fórmula química
La separación de los integrantes se realiza por procedimientos físicos	La separación de los integrantes se realiza por procedimientos químicos
El proceso de mezcla no requiere variaciones importantes de energía	El proceso de formación requiere variaciones significativas de energía

INTERACCIONES E INFLUENCIA DEL AGUA - SUELO Y CONDICIONES DEL SUELO QUE SON AFECTADAS

- 1- **Aireación:** un alto contenido de agua en el suelo, siempre significa una baja aireación y condiciones anaeróbicas que son desfavorables al desarrollo de raíces. En tales condiciones aumenta la solubilidad del hierro y del sílice y se incrementa la cantidad de dióxido de carbono (CO_2).
- 2- **Temperatura:** en razón del alto calor específico del agua, que es mayor que el de los minerales secundarios de los suelos, se disminuye la temperatura del medio. En condiciones tropicales, la temperatura promedio del suelo es 2.5 grados Celsius menor que la temperatura ambiente para condiciones protegidas.
- 3- **Hidrología:** hay menor capacidad de infiltración en los suelos húmedos, lo que incrementa el agua de escorrentía, especialmente en terrenos de ladera.
- 4- **Estructura del suelo:** ocurre mayor deterioro de la estructura del suelo cuando es sometida al paso de la maquinaria agrícola normal (compactación). Si la humedad del suelo excede la condición óptima para operaciones de mecanización, se produce un fuerte deterioro de la capa superficial del suelo que puede afectar el horizonte A y el horizonte B, dependiendo de la profundidad que ambos tengan. En general, se considera que los suelos con 40 a 50 por ciento de arcilla, o contenidos mayores, bajo condiciones de altas precipitaciones (ámbitos de 3200 a 4000 mm), y constante paso de maquinaria, presentan fuertes deterioros en el desarrollo estructural. El mejor ejemplo (pero no el único), son las condiciones fuertemente deterioradas de muchos suelos con cultivos anuales de arroz anegado, sean continuos o no.

PROPIEDADES DEL SUELO QUE INFLUYEN EN EL COMPORTAMIENTO DEL AGUA

Composición mecánica de la fase sólida:
tamaño, forma y densidad (g/cm^3)

Superficie específica: está determinada por el tamaño de las partículas. La actividad del agua está determinada en gran parte por fuerzas de retención originadas en la superficie de esas partículas.

Mineralogía de arcillas: como ejemplo son las esmectitas (montmorillonitas) que generan problemas de expansión y contracción de grandes masas de suelos, con deterioro estructural y disminución de la infiltración, menor permeabilidad, y menor aireación, dado que por la expansión-contracción se destruyen los macroporos y parte de los mesoporos.

Cationes intercambiables asociados a las arcillas: el sodio, calcio y/o magnesio, generan dispersión y floculación, ante el hinchamiento y contracción de arcillas. El efecto depende de la concentración porcentual de tales cationes en el suelo.

Contenido y tipo de materia orgánica: el contenido y el tipo de residuos orgánicos afectan la capacidad de retención de humedad de los suelos, y su grado de agregación estructural. El tipo consiste en que hay humus de gran estabilidad estructural interna, como el derivado de la lignina, mientras que el humus derivado de tejidos menos lignificados como papa, repollo, lechuga y otros, tiene menor estabilidad estructural interna, se descompone más rápido, y permanece menos tiempo en el ecosistema.

El desarrollo estructural del suelo: afecta el contenido y movimiento del agua del suelo en cuanto a:

- 1- Forma y tamaño de las unidades estructurales (peds)
- 2- Estabilidad de los agregados estructurales
- 3- Densidad aparente (lo que permite calcular el volumen de poros)

ESTRUCTURA DEL AGUA EN LA INTERFACE DEL COLOIDE Y PELÍCULA DE AGUA QUE LE RODEA

En el suelo el agua puede estar en tres formas: líquida, sólida y gaseosa (vapor de agua). En climas calientes, la forma líquida, es a menudo superior al 30 % del peso del suelo húmedo (capacidad de campo), mientras que el vapor de agua raramente representa más de 5 % de la atmósfera del suelo.

Generalmente tiene iones en disolución, como Na, Ca, Mg, K, Fe, HCO_3^- , Cl, NO_3^- . También gases como H, O y CO_2 que pueden alcanzar hasta 35 ppm

Los iones fuertemente cargados, del tamaño de las moléculas de agua también pueden fijarla. A mayor carga (valencia) y menor radio iónico, de un elemento, ocurre mayor fijación de la molécula de agua.

Por ejemplo el sodio y el potasio tienen igual carga, pero el sodio tiene la mitad de superficie específica que el potasio, por lo que su capacidad de hidratación es ocho veces superior.

El agua de hidratación unida coloidalmente, es de un 5 a un 10 por ciento, del agua total de la célula. Esta cantidad porcentual es imprescindible para la vida ya que aunque sólo disminuya muy poco el contenido de agua de hidratación, se provocan fuertes distorsiones estructurales que colapsan el protoplasma y producen muerte celular.

AGUA DE HIDRATACIÓN CAPILAR

La mayor parte del agua de hidratación del protoplasma y de la pared celular es agua capilar y tampoco puede moverse con entera libertad. Las paredes de la célula vegetal atraen el agua y la presión con que se fija el agua a la superficie de los elementos estructurales de una matriz (pared celular, coloides plasmáticos) se denomina presión de hidratación, conocida también como presión de la matriz.

PROCESOS DE TRANSPORTE HÍDRICO DENTRO DE LAS PLANTAS

Cuando el agua se mueve desde el suelo a través del xilema de la planta (Figura 29), luego al mesófilo foliar y de allí a la atmósfera, por cavidades estomáticas principalmente, viaja a través de medios diferentes y los mecanismos de transporte también varían en función del medio que atraviesa el agua, entre ellas, paredes celulares y citoplasma.

LA DIFUSIÓN

La difusión (Figura 30) se refiere al proceso por el que las moléculas se entre mezclan unas con otras, como resultado de su agitación térmica. Tal movimiento da como resultado desplazamiento al azar, pero progresivo, de sustancias, desde una región de alta concentración, hacia regiones de baja concentración, a lo largo de un gradiente de concentración por medio de una membrana permeable que puede permitir el paso de partículas y disolvente siempre a favor del gradiente de concentración. La difusión, proceso que no requiere aporte energético es frecuente como forma de intercambio celular.

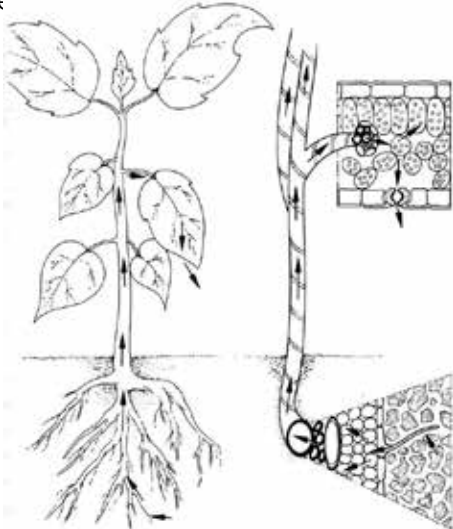


FIGURA 29. TRAYECTO SEGUIDO POR EL AGUA A TRAVÉS DE LA PLANTA



FIGURA 30. PROCESO DE DIFUSIÓN

Fick fue el que descubrió que la velocidad del transporte de solutos por difusión es directamente proporcional al gradiente de concentración,

$$J_s = -D_s * DC_s \quad (29)$$

D_x

J_s : es la cantidad de sustancia que cruza un área por unidad de tiempo. Así, J_s puede tener unidades de mol/ (m²*seg)

D_s : El coeficiente de difusión es una constante proporcional que mide cuan fácilmente una sustancia se desplaza a través de un medio particular

DC_s : El gradiente de concentración es la diferencia en concentraciones de la sustancia s , entre dos puntos separados por la distancia D_x .

El signo negativo de la ecuación indica que el flujo se mueve desde un sitio con alta concentración de la sustancia s hacia los sitios donde su concentración es muy baja o ausente.

- **Velocidad de difusión:** conforme la sustancia se difunde, desde el punto de inicio hacia las otras regiones, el gradiente de concentración, dentro del sistema, tiende al equilibrio, y el desplazamiento total se vuelve más lento.

- El tiempo que toma a la sustancia, cualquiera sea la distancia desde el punto de inicio, hasta alcanzar un medio de la concentración inicial (t_c medio), se obtiene con la siguiente fórmula:

$$t_c = (\text{distancia})^2 * K/D \quad (30)$$

Donde:

K= es una constante que depende de la geometría del sistema, y por conveniencia se usa el valor $K = 1$,

D= es el coeficiente de difusión.

La ecuación anterior demuestra que el tiempo requerido por una sustancia, para difundir o recorrer una distancia dada, depende del cuadrado de la distancia.

¿Cuánto tiempo le toma a una molécula difundir a través de una célula vegetal típica (esto es, no especializada, como las del floema o xilema)?

El coeficiente de difusión para una pequeña molécula puede ser de aproximadamente $10^{-9} \text{ m}^2/\text{seg}$. El tamaño usual de las células tiene ámbitos de $\pm 50 \mu\text{m}$ (50micras).

$$t = \frac{(50 * 10^{-6} \text{ m})^2}{1 * 10^{-9} \text{ m}^2/\text{seg}} = 2,5 \text{ segundos}$$

Este cálculo demuestra que la difusión de pequeñas moléculas respecto a las dimensiones celulares típicas, es rápido.

¿Pero qué ocurre con la difusión con mayores distancias? Analizando el tiempo necesario para que la misma sustancia se mueva una distancia de un metro (lo cual es \pm equivalente a la longitud de una lámina foliar mediana, de maíz. Usted encontrará lo siguiente:

$$t = \frac{(1 \text{ m})^2}{10^{-9} \text{ m}^2/\text{seg}} = 1,000,000,000 \text{ seg} = 31.7 \text{ años}$$

Esta cantidad de tiempo, excede con mucho la vida media de las plantas de maíz, a lo sumo 5 meses (1 año en Tierra Blanca, Cartago) para plantas anuales.

La difusión de pequeñas moléculas en disoluciones acuosas es muy efectiva, teniendo como marco de referencia el tamaño típico de las células de las plantas, y el coeficiente de difusión de la sustancia. Pero está muy lejos de funcionar como transporte, para distancias mayores.

Sin embargo, este mecanismo de difusión es muy importante en la absorción de agua, durante el período de crecimiento de las plantas y para el metabolismo celular y su transporte interno.

EL FLUJO MASAL

El flujo masal se refiere al movimiento de grupos de moléculas en respuesta a un gradiente de presión. Se tienen muchos ejemplos de flujo masal: entre ellos:

- 1- Las corrientes atmosféricas y marinas, de masas de aire o de agua por convección
 - 2- El agua que se desparrama de una manguera en el jardín de la casa
 - 3- El flujo de agua en el cauce de un río
- Si se analiza el flujo masal en un tubo de PVC, o en el sistema de plomería de una casa, el flujo dependerá del radio (r) del tubo, de la viscosidad del líquido (n), lo que implica también la temperatura y el gradiente de presión, sobre una distancia x (dP/dx). Esta relación establece que el flujo (f), es iguala:

$$f = \frac{\pi r^4 dP}{8n dx} \quad (31)$$

La ecuación anterior demuestra que el flujo masal es muy sensible al radio del tubo. Si se duplica el radio del tubo conductor de 1 a 2 unidades, el volumen de flujo se incrementa 16 veces

En contraste con la difusión, el flujo masal es impulsado por diferencias de presión y es independiente de un gradiente de concentración de solutos, como ocurre en la difusión.

El flujo masal es el mecanismo responsable para el transporte, a largas distancias, del agua dentro de la planta vía xilema.

También se considera importante en el flujo del agua en el suelo y a través de las paredes de las células de los tejidos de las plantas (flujo que atraviesa las membranas celulares y se desplaza de célula a célula).

LA OSMOSIS

La osmosis consiste en el paso de un líquido como el agua desde una región que presenta mayor potencial (no mayor concentración) a una región de menor potencial (no de menor concentración) a través de una membrana semipermeable.

Se denomina membrana semipermeable a la que contiene poros, al igual que cualquier filtro, de tamaño molecular. El tamaño de los poros es tan minúsculo que deja pasar las moléculas pequeñas pero no las grandes (normalmente del tamaño de micras). Por ejemplo, deja pasar las moléculas de agua que son pequeñas, pero no las de azúcar, que son más grandes.

Si una membrana semipermeable separa un líquido en dos particiones, una de agua pura y otra de agua con azúcar, suceden varias cosas. Los potenciales químicos de los componentes de una solución son menores que la suma del potencial de dichos componentes cuando no están ligados en la solución. Este desequilibrio genera un flujo de partículas solventes (no del soluto) hacia la zona de menor potencial (mayor concentración o potencial más negativo) que se expresa como presión osmótica (medida en términos de presión). El solvente fluirá hacia el soluto hasta equilibrar dicho potencial o hasta que la presión hidrostática equilibre la presión osmótica.

El resultado final es que, aunque el agua pasa de la zona de baja concentración a la de alta concentración y viceversa, hay un flujo neto mayor de moléculas de agua que pasan desde la zona de baja concentración a la de alta. Dicho de otro modo: dado suficiente tiempo, parte del agua de la zona sin azúcar habrá pasado a la de agua con azúcar. El agua pasa de la zona de baja concentración a la de alta concentración. Las moléculas de agua atraviesan la membrana semipermeable desde la disolución de menor concentración (disolución hipotónica) a la de mayor concentración (disolución hipertónica). Cuando el trasvase de agua iguala las dos concentraciones, las disoluciones reciben el nombre de isotónicas.

Las membranas de las células de las plantas son permeables selectivamente. Esto es, permiten el flujo de agua y otras pequeñas sustancias sin carga eléctrica, tales como el dióxido de carbono mientras que restringen mayoritariamente el movimiento de solutos de mayor tamaño y especialmente las sustancias que tienen carga. Así, el movimiento de muchas sustancias que se encuentran dentro de las células, prácticamente es bloqueado por las membranas. Para que tales sustancias puedan atravesarla, se requieren transportes proteínicos.

PRESIÓN DE TURGENCIA, PLASMÓLISIS E IMBIBICIÓN

Existen tres condiciones de concentración de solutos (Figura 31) de la célula, respecto a su medio externo, que interesa comprender claramente que son las siguientes:

1. Células colocadas en disoluciones hipotónicas

Si una célula tiene una alta concentración de solutos en sus vacuolas y citoplasma, y se coloca en agua pura (solución hipotónica), el agua ingresa a la célula por difusión y por diferencias de presión entre el sistema externo e interno. Cuando el agua penetra en la célula, comprime la membrana celular contra la pared celular y a esta fuerza de compresión se le conoce como presión de turgencia o hidratación.

2. Células colocadas en disoluciones isotónicas.

Cuando los tejidos celulares se colocan en disoluciones que tienen igual concentración osmótica a la de su interior protoplasmático (disolución isotónica), las células mantienen su forma normal y se dice que están en equilibrio con el sistema.

3. Células colocadas en disoluciones hipertónicas

Cuando se coloca una célula o tejidos celulares en una disolución con mayor concentración de solutos (disolución hipertónica), la mayor presión osmótica externa opera sobre los diferentes compartimentos celulares y se produce una deshidratación de tejidos, conocido como proceso de plasmólisis.

Cuando se identifican plantas con tejidos marchitos o flácidos, debido a deficitarios mecanismos de abastecimiento hídrico (plasmólisis), debido a un proceso de pérdida de turgencia.

Imbibición: Es un sistema de absorción de agua, ligado con mayor especificidad a las semillas. ¿Cómo se reconoce el proceso? Si se coloca un trozo de vegetal deshidratado, o una semilla seca, en una solución acuosa (agua potable), al cabo de varias horas se produce un hinchamiento visible, con aumento de volumen, que ocupa a veces hasta un tercio del volumen inicial.

Para que ocurra la imbibición es necesario que se den dos condiciones:

1. Que exista un gradiente de potencial hídrico entre el material que se imbebe, y el líquido que ingresa al sistema
2. Que exista actividad compatible entre los componentes de la sustancia que imbebe y el líquido imbibiente



FIGURA 31. EFECTO SOBRE UNA CÉLULA DE LA CONCENTRACIÓN DE LA SOLUCIÓN DEL MEDIO

Si la sustancia se coloca en agua, los componentes deben ser hidrófilos (deben tener gran afinidad por las moléculas de agua). Esto permite la imbibición (absorción de agua), por parte de las semillas deshidratadas, ya que tienen gran cantidad de coloides hidrófilos. Pero si los componentes son hidrófobos y no contienen en sus interiores coloides con afinidad por moléculas de agua, no ingresará agua dentro de ellos. Es el caso cuando se coloca un tapón de caucho o corcho en agua, no ocurre proceso de imbibición. Pero si se coloca enéter dicho tapón se imbiben, por que existe afinidad entre ellos, como compuestos orgánicos.

Movimiento pasivo: es el movimiento del agua dentro de la planta que se produce sin que se presente gasto de energía como lo son difusión, flujo masal y ósmosis

Movimiento activo: es el movimiento (Figura 32) del agua dentro de la planta que se produce por medio de un gasto de energía por parte de ella. El transporte activo frecuentemente involucra la participación de proteínas portadoras de la membrana celular, sólo que estas proteínas necesitan energía para impulsar los iones y moléculas a través de la membrana. La energía para el transporte activo usualmente viene del ATP, como se ilustra en la figura 32.

El trifosfato de adenosina o adenosín trifosfato o molécula de ATP es fundamental en la obtención de energía celular, Ejemplo de estos:

- 1- Los exudación de solutos orgánicos de los nectarios de las flores,
- 2- Hojas glandulares de las plantas insectívoras,
- 3- Gutación de las hojas que es la exudación de gotas de líquido de los ángulos y puntas de las hojas
- 4- Gutación de la raíz que es la exudación de líquido de las raíces y pelos radicales.

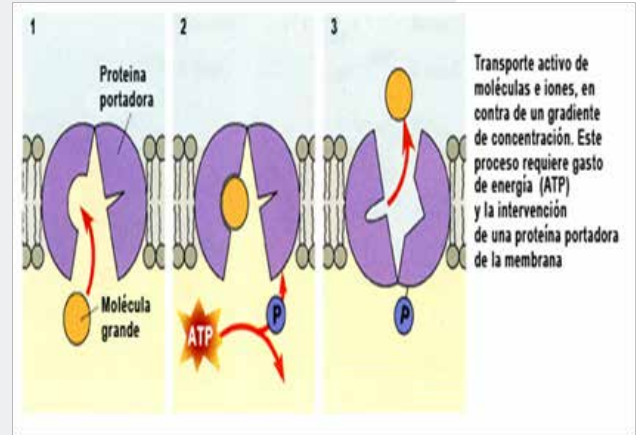


FIGURA 32. TRANSPORTE ACTIVO

EL CONCEPTO DE POTENCIAL AGUA EN LA CÉLULA

Al considerar las relaciones hídricas de una célula, se debe conocer la dirección en que se puede esperar que se mueva el agua de la célula al medio o a la inversa. Para poder predecir la dirección de movimiento del agua en un sistema de compartimientos separados por membranas semipermeables (permeables al solvente pero no al soluto), es necesario conocer la energía libre del agua en los distintos puntos del sistema; ya que en estos sistemas el agua (y otras sustancias) se mueven siguiendo gradientes de energía libre o potencial químico.

El agua que forma parte de cualquier sistema puede hallarse sometida a diversas condiciones de temperatura, presión, interacción con otras sustancias, efecto del campo gravitatorio, etc. Estas condiciones modifican su estado energético, es decir, su capacidad de realizar trabajo. Existe un parámetro que expresa esa capacidad: el potencial agua (Ψ). Como toda energía potencial, el potencial agua se define en relación a un nivel de energía arbitrario, o estado de referencia. En el caso del potencial del agua, el estado de referencia es el agua pura, a una presión de 1 atmósfera, y a una elevación y temperatura (generalmente a 25°C) que puede especificarse. El potencial agua puede expresarse en unidades

de energía por unidades de masa o volumen, siendo la unidad de uso más corriente el megapascal (MPa = 10 bares), aunque también se ha utilizado atmósferas y bares (1 bar= 0.987 atm).

El agua (disolvente) tenderá a moverse de 10 ml de solución de $\Psi_a = -0.2$ MPa a 10 litros desolución cuyo $\Psi_a = -1.2$ MPa, porque el agua se mueve de mayor potencial a menor potencial.

Si se consideran las relaciones entre dos masas de agua: una (A) pura, sometida a presión atmosférica, a 25°C y a una elevación arbitraria; la otra (B) sometida a condiciones variables a voluntad. A y B se hallan separadas por una membrana permeable solo al agua y esta membrana es absolutamente rígida.

Consideremos la situación donde A y B tienen la misma temperatura y elevación, pero el agua en B se halla sometida a una presión hidrostática superior en 0.2 MPa a la que se ejerce sobre el sistema de referencia. Las moléculas de agua en B tendrán mayor energía y el agua tenderá a moverse de B hacia A. Podemos decir que el potencial agua de B es mayor que el de A y como este potencial de A es 0 por definición, el potencial agua de B será positivo. Esto concuerda con la definición formal: para mover agua de A hacia B habrá que entregar trabajo al sistema, por lo que el sistema gana energía.

La presencia de solutos es otra condición que modifica el potencial agua. Si se le agrega un soluto a la masa B el agua tenderá a moverse, a través de la membrana semipermeable, desde la masa A, donde su concentración es menor (estado de referencia) hacia la masa B donde su concentración es mayor, siendo iguales la temperatura y la presión hidrostática de ambas masas. Se puede decir que la masa B tiene un potencial agua negativo (menor), ya que el sistema puede entregar trabajo al moverse el agua espontáneamente del sistema de referencia "A" (potencial mayor) hacia el "B" (potencial menor).

Los fenómenos que ocurren en las interfases agua-sólido y agua-sólido-aire también modifican el potencial agua. En las interfases agua-sólido puede tener lugar el fenómeno de adsorción, cuando las cargas superficiales del sólido, actuando sobre las uniones hidrógeno del agua, retienen fuertemente algunas moléculas de agua, reduciendo así la energía libre promedio de todas las moléculas. Estos efectos son muy importantes cuando la interfase agua- sólido es grande, cosa que ocurre en las soluciones coloidales y el suelo. Fuerzas mátricas (espacio poroso del suelo o matriz del suelo) o interfaciales de este tipo adquieren importancia en el caso del potencial agua de células jóvenes (que contienen una concentración apreciable de coloides) o en el suelo, según el contenido de arcilla y materia orgánica. La interacción entre el agua y las paredes de un tubo capilar (interfase agua-sólido-aire) genera tensiones que tienden a producir el ascenso de líquido en el tubo capilar. Estas tensiones son mayores a medida que disminuye el radio del capilar, y actúan como una presión hidrostática negativa (succión), disminuyendo la energía libre de las moléculas de agua. Tensiones de esta naturaleza, originadas en fenómenos capilares, son importantes para determinar el potencial agua del suelo, en las terminales del xilema y en las paredes celulares de la planta (potencial hídrico de la planta). Las fuerzas mátricas siempre disminuyen el potencial del agua con respecto a aquel estado de referencia.

Otra condición que puede afectar el potencial de una sustancia es la acción de los campos de fuerza (eléctricos, gravitatorios, magnéticos). En el caso del agua, el único campo capaz de ejercer una fuerte influencia es el gravitatorio. La influencia de este campo puede ser importante si se analiza el potencial agua en distintos puntos de un árbol de cierta altura. Una masa de agua a 30 m de altura tendrá mayor potencial estático que aquella que se encuentra al pie del árbol.

La suma algebraica de las magnitudes de los distintos componentes del potencial del agua es igual al potencial del agua total:

$$\Psi_a = \Psi_o + \Psi_p + \Psi_m + \Psi_g \quad \text{-----(32)}$$

Donde:

Ψ = potencial, y los subíndices

a = agua

o = osmótico (o de solutos)

p = presión

m = mátrico

g = gravitatorio

El Ψ_o representa el componente derivado de la presencia de solutos, y puede ser 0 o asumir valores negativos. El Ψ_m representa los efectos mátricos (efectos del espacio poroso), y puede tener valores nulos o negativos. El $\Psi_p(z)$ (Figura 33) puede asumir valores positivos o negativos según el agua esté sometida a presión o tensión. Por último el $\Psi_g(h)$ representa la influencia del campo gravitatorio y normalmente es positivo, si bien esto depende de la posición elegida para el estado de referencia.

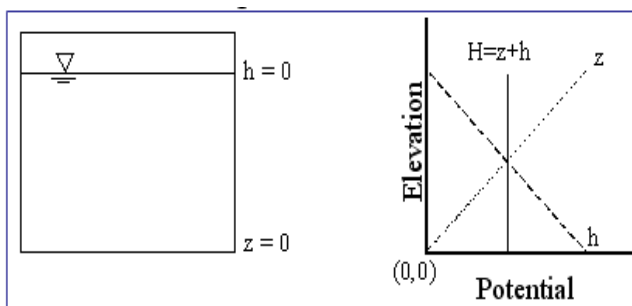


FIGURA 33. POTENCIAL DEL AGUA SEGÚN NIVEL DE REFERENCIA

CUANTIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL POTENCIAL AGUA

Es posible medir o calcular el valor de los distintos componentes del potencial agua. El potencial osmótico, para soluciones diluidas, depende del número de partículas en solución, independientemente del tipo de partícula (molécula no disociada o ion).

$$\Psi_o = - R * T * C_s \quad (33)$$

Donde:

Ψ_o = potencial osmótico

R = es la constante de los gases

T = la temperatura absoluta

C_s = M (Molaridad) = la concentración de partículas (moles de partículas por litro de solución).

Esta relación indica que Ψ_o es una función directa y lineal (en condiciones ideales) de la concentración. Si se considera la situación en que una masa de solución se halla rodeada de una membrana semipermeable y extensible, la entrada o salida de agua hará variar el volumen, y por ende la concentración, de la masa incluida en la membrana.

Dado que:

$$C_s * V = k \quad (34)$$

Donde:

V: es volumen

K: una constante.

Ψ_o resulta, para las condiciones definidas, una función del volumen. Para la masa de solución rodeada por una membrana semipermeable, el potencial osmótico aumenta (se hace menos negativo), con el incremento de volumen. El potencial mátrico

generado en la interfase agua-sólido- aire depende del diámetro del poro ocupado, dándose la siguiente relación:

$$\Psi_m = \frac{-4\sigma}{d} \quad (35)$$

Donde:

σ = (sigma) es la tensión superficial del agua,

d = el diámetro del poro.

Los valores del potencial mátrico debido a efectos capilares se hacen más negativos a medida que disminuye el tamaño del poro. Esto tiene importancia para el análisis del potencial agua a nivel de los microcapilares de la pared celular de la hoja, donde se generan potenciales mátricos variables según el tamaño del poro ocupado.

Para la mayoría de los casos en que se consideran los componentes del potencial agua en plantas de bajo porte, resulta despreciable el efecto de Ψ_g . No obstante, en árboles este componente puede ser importante. Se puede enunciar la siguiente relación:

$$\Psi_g = \rho * g * h \quad (36)$$

Donde:

ρ (ro) = la densidad del agua

g = la aceleración de la gravedad

h = la distancia al plano de referencia.

En una célula, la importancia relativa de los distintos componentes del Ψ_a varía según el compartimiento celular que se considere. El potencial mátrico debido a los coloides celulares y el potencial gravitatorio se pueden ignorar y se puede considerar, en primera aproximación, que el potencial agua en una célula está dado por:

$$\Psi_a = \Psi_o + \Psi_p \quad (37)$$

Sin embargo, si uno considera los compartimentos pared, citoplasma y vacuola de esa misma célula como se muestra en la figura 34, se observa que la proporción del agua celular varía entre compartimentos y que la magnitud de los componentes activos del potencial agua también tienen una importancia variable, y hasta signo diferente en un compartimento y otro.

Presión de pared, o presión de turgencia (PT): En las células vegetales se encuentra una membrana citoplasmática que está rodeada por una estructura rígida, poco flexible, que es la pared celular. Esta pared permite que las células sean capaces de mantener altas concentraciones de solutos en su interior. La presión de pared es cuando ingresa agua al sistema celular, debido a un potencial osmótico, la célula se hincha ante el incremento en volumen (se pone turgente) y sus membranas se dilatan parcialmente, ya que son ligeramente elásticas generando una presión sobre la pared, que equilibra la velocidad de ingreso y salida del agua en la célula.

Presión osmótica del contenido celular (PO): Como mencionamos anteriormente la presión es generada por la presencia de solutos en las vacuolas, citoplasma, retículo endoplasmático, y otros.

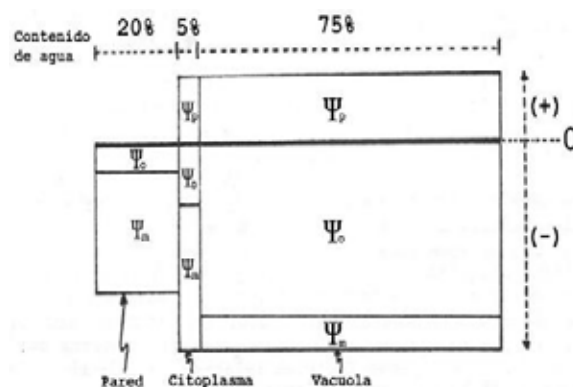


FIGURA 34. COMPONENTES DEL POTENCIAL AGUA (Ψ_a) EN PARED, CITOPLASMA Y VACUOLA DE UNA CÉLULA VEGETAL

Déficit de presión de difusión (DPD): Este concepto relaciona la presión osmótica (PO) generada por la presencia de sales disueltas o moléculas como sacarosa dentro de la célula, menos la presión de pared (PT) o presión de turgencia. El déficit de presión de difusión (DPD) (gradiente de concentración) se debe a que la concentración de solutos dentro de un sistema celular es tan alto, que en lugar de ceder agua a sistemas celulares contiguos, separados por una membrana, los succiona (Figura 35). El DPD de una célula podría considerarse como una medida de la presión con la cual se difundiría el agua en la célula sumergida en agua pura.

La ecuación para el DPD de una célula es:

$$DPD = PO - PT \quad (38)$$

Donde:

PO = presión osmótica del contenido de la célula
PT = presión de turgencia dentro de la célula

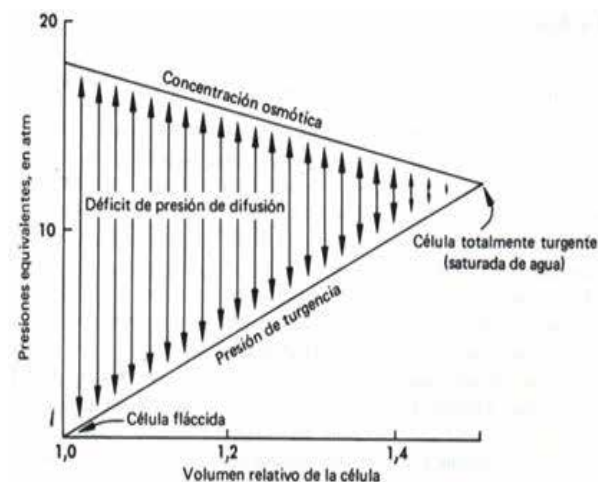


FIGURA 35. DÉFICIT DE PRESIÓN DE DIFUSIÓN (DPD)

En la figura anterior se logra observar que cuando la presión osmótica (concentración osmótica) y la presión de pared (presión de turgencia) tienen el mismo valor, el déficit de presión de difusión de un jugo celular es cero.

En condiciones de equilibrio isotérmico los distintos factores implicados en las relaciones del agua celular pueden resumirse mediante la ecuación:

$$\Psi_{\text{célula}} = \Psi_o + \Psi_p + \Psi_m \quad \text{-----} (39)$$

Donde:

$\Psi_{\text{célula}}$ = potencial del agua en la célula

Ψ_o = potencial osmótico de los solutos

Ψ_p = potencial de presión

Ψ_m = potencial de fuerzas mátricas (potencial de hidratación capilar o potencial de deshidratación)

La suma de los tres términos es un número negativo salvo en células plenamente turgentes en que llega a cero. En caso de potencial de presión positivo equilibra la suma de los potenciales negativos (osmótico y mátrico).

$$\Psi_{\text{célula}} = \Psi_s + \Psi_p \quad \text{-----} (40)$$

Suponiendo que no hay cambio en el volumen de la célula (potencial de solutos) la relación de diversas turgencias podrían ser las siguientes:

$$\Psi_{\text{célula}} = \Psi_s + \Psi_p$$

Planta turgente: $0 = -20 + (+20)$ bar

Parcialmente turgente: $-10 = -20 + (+10)$ bar

Plasmólisis incipiente: $-20 = -20 + 0$ bar

Algunos autores definen:

Ψ_p = PT o presión de turgencia o presión de pared (presión hidrostática)

Ψ_s = PO o presión osmótica

De lo anterior podemos decir:

$$\Psi_{\text{célula}} = PO - PT \quad \text{por lo que} \quad \text{-----} (41)$$

$$DPD = -\Psi_{\text{célula}} \quad \text{-----} (42)$$

El potencial del agua en una célula es inferior al del agua pura, o sea es negativo por estar en disolución, mientras que DPD es positivo porque está definido como déficit.

TRANSPORTE HÍDRICO

ABSORCIÓN VINCULADA A LA TRANSPIRACIÓN

La absorción de agua es fundamentalmente controlada con la pérdida de agua por transpiración y relacionadas por las columnas de agua en el sistema del xilema.

El agua en el xilema de una planta que se halla transpirando activamente se mueve por flujo masal, siguiendo gradientes de presión hidrostática. Estos se generan cuando la hoja pierde agua por transpiración. La hoja que transpira pierde primero el agua ubicada en los capilares de mayor diámetro de la matriz porosa que constituye las células del mesófilo. La interfase agua-pared- aire se ubica entonces en los capilares de menor diámetro generándose un potencial mátrico más negativo, el cual se transmite por cohesión entre las moléculas de agua al xilema de la hoja manifestándose en éste como una tensión (potencial de presión negativo), que se transmite hasta el xilema de la raíz. Esta tensión es capaz de hacer ascender los hilos de agua hasta la copa de los árboles de mayor altura, venciendo el peso de las columnas de agua y las resistencias opuestas a su movimiento.

Lo dicho implica que el agua es capaz de ascender hasta las últimas hojas de árboles de 30-40 metros (y el triple de esa altura en los árboles más altos que se conocen) sin gasto de energía metabólica por parte de la

planta

Mediciones realizadas en capilares de vidrio indican que agua saturada de aire es capaz de resistir tensiones de 2.0 MPa (lo suficiente para soportar una columna de 200 m de alto), y que el agua pura resiste hasta 30 MPa de tensión. Hay también evidencias experimentales que indican que el agua en los vasos de un árbol que transpira activamente puede hallarse bajo tensiones de hasta 10 MPa. Estas observaciones apoyan la teoría de ascenso de agua por xilema, que postula que la pérdida de agua por transpiración genera tensiones suficientemente grandes como para producir el movimiento de agua de la raíz a las hojas, y que la cohesión entre moléculas de agua es más que suficiente para mantener la continuidad de los hilos de agua que circulan en estereoyecto.

FACTORES QUE AFECTAN LA PERMEABILIDAD RADICAL

La temperatura modifica marcadamente la resistencia radical al movimiento de agua. La viscosidad del agua disminuye con el aumento de la temperatura, y esto contribuye a la reducción de la absorción por parte de las raíces expuestas a bajas temperaturas

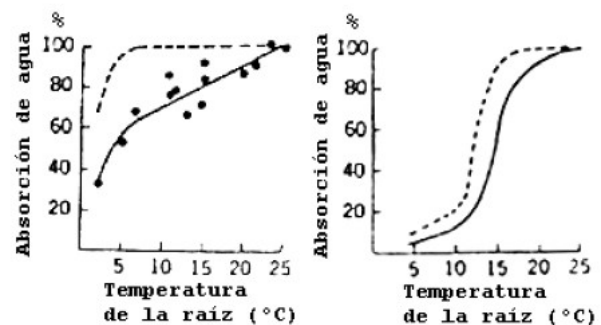


FIGURA 36. EFECTO DE LA TEMPERATURA RADICAL SOBRE LA ABSORCIÓN DE AGUA POR PLANTAS DE COLIFLOR (A) Y ALGODÓN (B).

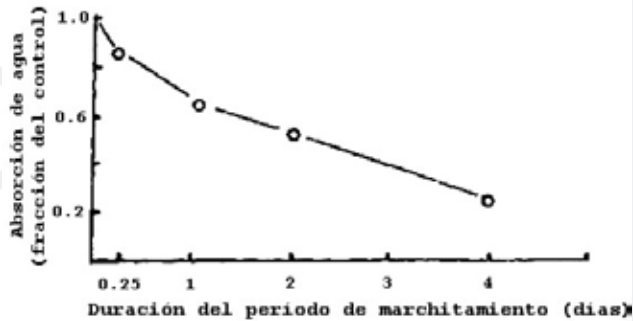


FIGURA 37. EFECTO DE LA DURACIÓN DEL PERÍODO DE MARCHITEZ SOBRE LA ABSORCIÓN DE AGUA POR SISTEMAS RADICALES DE TOMATE.

La línea continua representa los valores observados, la línea punteada la misma corregida por el efecto de la temperatura sobre la viscosidad del agua

La permeabilidad de la raíz se ve severamente afectada por el grado de aireación (Figura 36 y 37), y períodos breves de inundación son capaces de producir la marchitez de plantas susceptibles que crecen en suelos inundados. Si la deficiencia en la aireación es prolongada, puede ocurrir la muerte total o parcial del sistema radical.

COEFICIENTE DEL MOVIMIENTO O DE FLUJO DEL AGUA

El movimiento del agua a través de la planta (Figura 38 y 39) se considera como una serie de procesos ligados entre sí, en los cuales el proceso más lento (etapa en que se produce mayor resistencia al movimiento) controla el resultado. Coeficiente del movimiento o de flujo del agua (m/h) se observa que en términos generales disminuye hacia la parte superior debido a que la conductividad relativa (superficie conductora mm²/g peso fresco de superficie absorbente) aumenta hacia la parte superior.

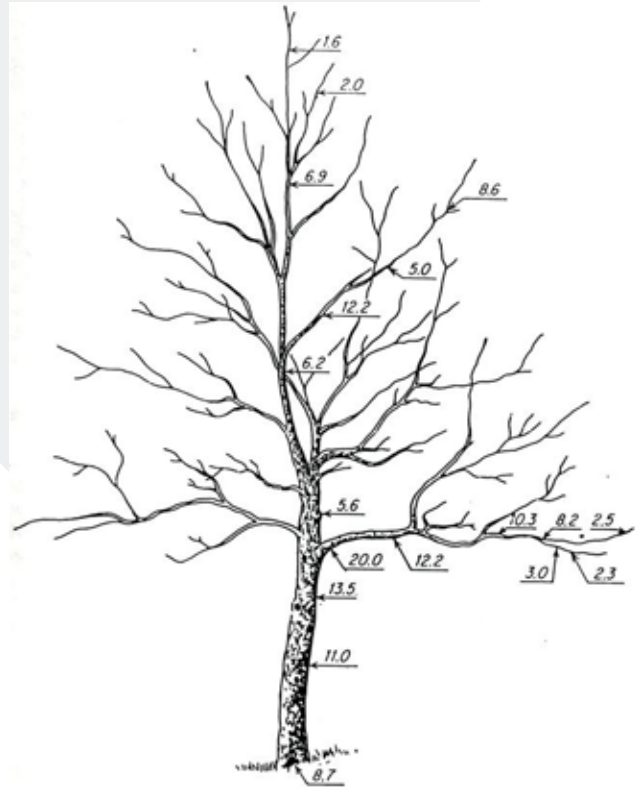


FIGURA 38. VARIACIÓN EN EL COEFICIENTE DEL MOVIMIENTO O DE FLUJO DEL AGUA (M/H) CON RESPECTO DE LA PARTE INFERIOR HACIA LA PARTE SUPERIOR DE UN ÁRBOL

AIREACIÓN DE SUELOS Y DESARROLLO DE LAS PLANTAS

LA NATURALEZA DE LA AIRACIÓN DEL SUELO

La aireación implica la ventilación del suelo, con el movimiento de gases tanto hacia adentro como hacia fuera del suelo. La aireación determina la velocidad de intercambio de gases con la atmósfera, la proporción de espacio poroso lleno con aire, la composición de este aire y el potencial químico de oxidación o reducción que resulta en el ambiente del suelo.

y es más importante, el agua bloquea las vías por las que los gases podrían intercambiar con la atmósfera.

- 4- la compactación también puede interrumpir el intercambio gaseoso, aun cuando el suelo no está muy mojado y tiene un porcentaje grande de poros llenos con aire.

EXCESO DE HUMEDAD

El caso extremo de exceso de agua (Figura 40) se da cuando todos, o casi todos, los poros están llenos con agua. Entonces se dice que el suelo está saturado con agua o anegado. Las condiciones de suelo saturado son típicas de las tierras anegadas y pueden darse también en sitios elevados, en depresiones o áreas planas, por períodos cortos de tiempo.

En suelos bien drenados pueden darse condiciones transitorias de saturación, durante una gran tormenta de lluvia, cuando se aplica agua de irrigación en exceso o cuando el suelo ha sido compactado, estando mojado, por labranzas o tránsito de maquinaria pesada.

Para algunas especies de plantas, cuyas raíces tienen medios especiales para obtener oxígeno aun cuando están rodeadas de agua, esta saturación completa del suelo no es un problema. Estas plantas adaptadas para vivir en suelos anegados son llamadas hidrófitas. Por ejemplo, ciertas gramíneas, incluyendo el arroz, hierva grama. oriental (eastern grama grass) y el esparto de los pantanos, transportan oxígeno desde la parte aérea, para la respiración de las raíces, a través de estructuras huecas de sus tallos y raíces llamadas tejidos de aerénquima. El mangle y otros árboles hidrofíticos que crecen en suelos saturados de agua, producen raíces aéreas y otras estructuras que les permiten obtener O_2 para las raíces.

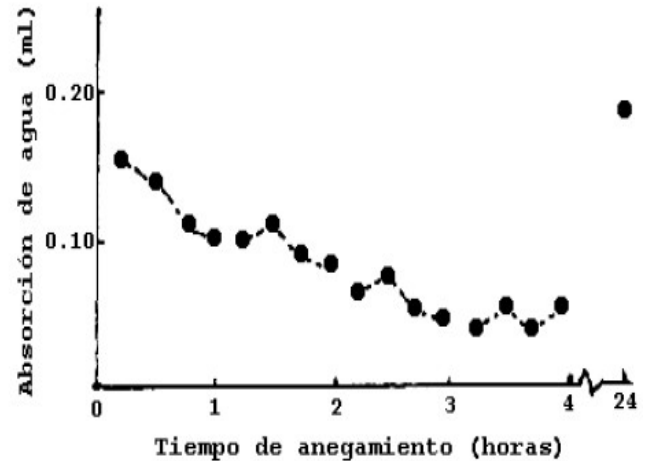


FIGURA 40. INFLUENCIA DEL ANEGAMIENTO SOBRE LA PERMEABILIDAD DE SISTEMAS RADICALES DE TABACO. EL AUMENTO DE PERMEABILIDAD LUEGO DE 24 HORAS DE ANEGAMIENTO SE DEBE A LA MUERTE DE CÉLULAS

Sin embargo, la mayoría de las plantas depende del suministro de oxígeno desde el suelo, por lo que, si no se mantiene una buena aireación, por drenaje u otros medios, sufren considerablemente. Algunas plantas sucumben por la deficiencia de O_2 o por la toxicidad de otros gases en un lapso de horas después de que el suelo se satura.

INTERCAMBIO GASEOSO

Cuanto más rápidos son el consumo de oxígeno y la producción de dióxido de carbono de las raíces y los microbios, es más necesario el intercambio de gases entre el suelo y la atmósfera. Este intercambio se realiza por dos mecanismos, flujo de masa y difusión. El intercambio total está determinado mayormente por la difusión, siendo el flujo de masas de aire mucho menos importante. No obstante, las fluctuaciones de contenido de agua, el viento, los cambios de la presión barométrica que fuerzan el aire hacia dentro o fuera del suelo, intensifican este flujo de masa.

La mayor parte del intercambio gaseoso se produce por difusión. En este proceso cada gas se mueve en unadirección que está determinada por su presión parcial particular. En una mezcla, la presión parcial de un gas es simplemente la presión que ese gas ejercería si él solo estuviese en el volumen ocupado por la mezcla. Así, si la presión del aire es 1 atmósfera (100 kPa), la presión parcial de oxígeno, que constituye alrededor del 21 % del volumen del aire (0.21 l/l), es aproximadamente 21 kPa.



FIGURA 41. REMOLACHAS AZUCARERAS QUE ESTÁN MURIENDO EN UN ÁREA COMPACTADA DE UN SUELO FRANCO ARCILLOSO, QUE HA QUEDADO SATURADA CON AGUA.

Aun cuando no hay un gradiente de presión para la mezcla total de gases en conjunto, la difusión permite grandes movimientos de gases de un área a otra. Esto es debido a que hay un gradiente de concentración para cada gas individual, que puede ser expresado como gradiente de presión parcial. Como consecuencia, la mayor concentración de oxígeno en la atmósfera dará como resultado un movimiento neto de este gas hacia adentro del suelo. Normalmente el dióxido de carbono y el vapor de agua se mueven en dirección contraria, debido a que la presión parcial de estos gases es generalmente más alta en el aire del suelo que en la atmósfera. En la Figura 42 se representan los principios involucrados en ladifusión.

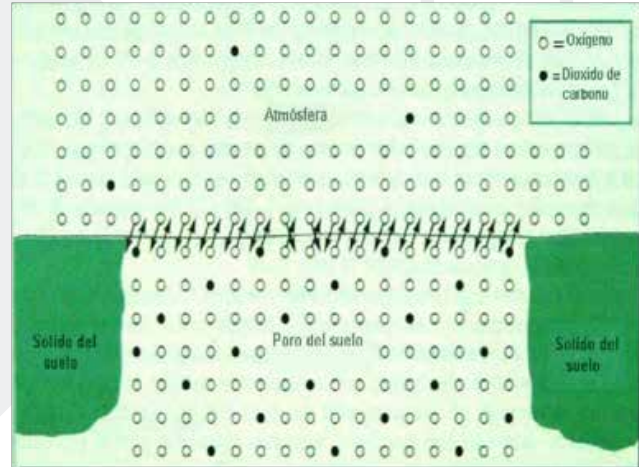


FIGURA 42. EL PROCESO DE DIFUSIÓN DE GASES ENTRE UN PORO DEL SUELO Y LA ATMÓSFERA.

La presión parcial de oxígeno es mayor en la atmósfera, por lo que el oxígeno tiende a difundir hacia dentro del poro del suelo donde hay menos moléculas de oxígeno por unidad de volumen. Por otra parte, las moléculas de dióxido de carbono se trasladan en sentido opuesto, debido a la mayor presión parcial de este gas en el poro. Esta difusión de O_2 hacia el poro y de CO_2 hacia la atmósfera, continuará mientras la respiración de las células de las raíces y de los microorganismos consume O_2 y libere CO_2 .

MEDIOS DE CARACTERIZAR LA AIREACIÓN DEL SUELO

El estado de aireación de un suelo puede caracterizarse de varias maneras, incluyendo:

- 1- El contenido de oxígeno y otros gases en la atmósfera del suelo
- 2- La porosidad del suelo llena con aire
- 3- El potencial químico de oxidación - reducción.

1- el contenido de oxígeno y otros gases en la atmósfera del suelo:

1.1- Oxígeno: Por encima de la superficie del suelo, la atmósfera contiene cerca de 21% de O_2 , 0.035% de CO_2 y más de 78 % de N_2 . En comparación, el aire del suelo tiene más o menos el mismo nivel de N_2 , pero siempre tiene menos O_2 y más CO_2 . En las capas superiores de un suelo con una estructura estable y abundancia de macroporos, el contenido de O_2 puede estar sólo ligeramente por debajo de 20%. En los horizontes inferiores de un suelo pobremente drenado, con pocos macroporos, puede caer a menos de 5% o incluso hasta cerca de cero.

Cuando la provisión de O_2 está virtualmente agotada, se dice que el ambiente del suelo es anaeróbico. Los contenidos bajos de O_2 son típicos de los suelos mojados. Aunque en los suelos bien drenados, después de lluvias fuertes, el contenido de O_2 del aire del suelo puede disminuir marcadamente, especialmente si está siendo consumido rápidamente por raíces de plantas en crecimiento muy activo o por microorganismos que descomponen materiales orgánicos convenientemente disponibles (Figura 43).

Así, cuando el suelo está caliente el oxígeno se agota más rápidamente. El agua de lluvia (Figura 43) sustituyó a la mayor parte del aire del suelo. La pequeña cantidad remanente de oxígeno fue consumida por la respiración de las raíces y los organismos del suelo. Probablemente, el contenido de dióxido de carbono aumentó en concordancia.

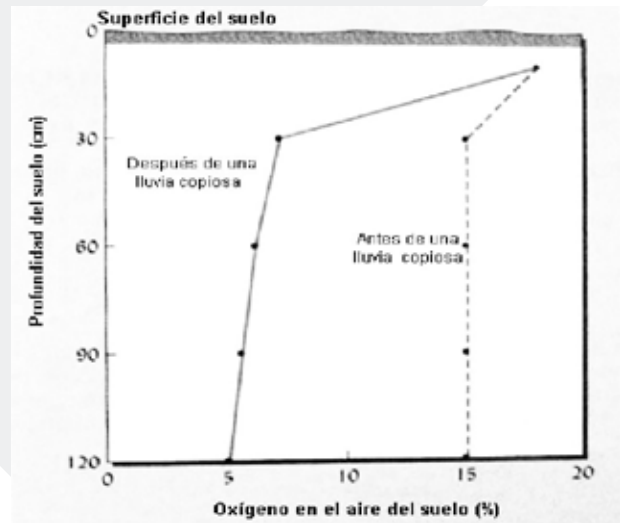


FIGURA 43. CONTENIDO DE OXÍGENO ANTES Y DESPUÉS DE UNA ESTACIÓN DE LLUVIAS COPIOSAS EN UN SUELO.

En muchos suelos el agua contiene cantidades pequeñas, pero significativas de O_2 disuelto. Cuando todos los poros del suelo están llenos de agua, los microorganismos pueden extraer, para su metabolismo, la mayor parte del oxígeno disuelto. Sin embargo, esta pequeña cantidad de O_2 disuelta se agota rápido, por lo que si no se quita el exceso de agua peligran la actividad aeróbica de los microorganismos y el crecimiento de las plantas.

1.2- Dióxido de carbono: Debido a que el contenido de N_2 del aire del suelo es relativamente constante, hay una relación general inversa entre los contenidos de los otros dos componentes principales - O_2 y CO_2 - decreciendo el O_2 a medida que el CO_2 aumenta y viceversa. El CO_2 , este gas está alrededor de 10 veces más concentrado que en la atmósfera. Cuando la concentración de CO_2 se hace tan alta como 10%, puede resultar tóxica para algunos procesos de las plantas.

1.3- Otros gases: Usualmente el aire del suelo tiene contenidos mayores de vapor de agua que la atmósfera. En condiciones de anegamiento, las concentraciones de ciertos gases que se forman por la descomposición

de la materia orgánica, como el metano (CH_4) y el sulfuro de hidrógeno (H_2S) son también notablemente más altas en el aire del suelo. Otro gas producido por el metabolismo microbiano anaeróbico es el etileno (C_2H_4). Este gas es particularmente tóxico para las raíces de las plantas, aunque esté en concentraciones más bajas que $1 \mu\text{l/l}$ (0.0001%). Se ha demostrado que cuando las velocidades de intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera son demasiado lentas, la acumulación de etileno inhibe el crecimiento de las raíces de numerosas plantas.

2- Porosidad llena de aire:

La composición ideal del suelo para el crecimiento de las plantas debería contener, en el espacio poroso, una mezcla de aire y agua en una relación cercana a 50:50 o sea un 25% del volumen del suelo ocupado por aire (asumiendo una porosidad total de 50%). Muchos investigadores consideran que, en la mayoría de los suelos, la actividad microbiológica y el crecimiento de las plantas quedan inhibidos gravemente cuando la porosidad llena por aire desciende a menos de 20% del espacio poroso o 10% del volumen total del suelo (con los correspondientes contenidos altos de agua).

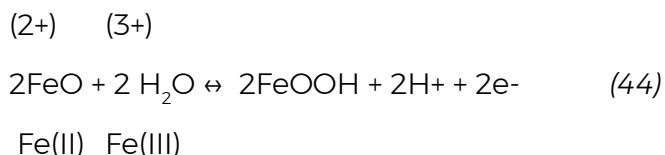
Una de las principales razones por las que los altos contenidos de agua causan deficiencias de oxígeno para las raíces es que los poros llenos de agua bloquean la difusión del oxígeno, hacia adentro del suelo, que repone el usado en la respiración. En realidad, el oxígeno difunde

10,000 veces más rápido a través de un poro lleno de aire que en un poro similar lleno de agua.

3- Potencial de oxidación - reducción (redox):

Una característica química importante de los suelos, que está relacionada con la aireación, es el estado de oxidación y reducción de los elementos químicos. Si un suelo está bien aireado, dominan los estados oxidados, tales como el Fe (III) en el NO_3^- (nitrato). En los suelos mal aireados, se encuentran las formas reducidas de estos elementos; por ejemplo Fe (II) en el NH_4^+ (amonio). La presencia de estas formas reducidas indica que el drenaje está restringido y la aireación es mala.

3.1- Reacciones redox: La reacción que se produce cuando un elemento cambia del estado reducido al oxidado puede ser ilustrada por la oxidación del hierro bivalente [Fe^{2+} o Fe (II)] del FeO a la forma trivalente [Fe^{3+} o Fe(III)] del FeOOH.



Observe que el Fe(II) pierde un electrón, e^- , cuando cambia a Fe(III) y que en el proceso se forman iones H^+ . La pérdida de un electrón indica que hay potenciales para la transferencia de electrones de una sustancia a otra. Este potencial redox puede ser medido usando un electrodo de platino.

El potencial redox (Eh) da una medida de la tendencia de una sustancia a aceptar o donar electrones. Se mide usualmente en voltios o milivoltios. Como en el caso del potencial del agua, el potencial redox está relacionado a un estado de referencia, en este caso el par hidrógeno, ($1/2\text{H}_2 - \text{H}^+ + \text{e}^-$), cuyo potencial redox se toma arbitrariamente como cero. Si una sustancia acepta electrones fácilmente, se dice que es un agente oxidante; si una sustancia entrega electrones fácilmente, se dice que es un agente reductor.

FACTORES QUE AFECTAN LA AIREACIÓN DEL SUELO

DRENAJE DEL EXCESO DE AGUA

El drenaje del agua gravitante del perfil y la difusión de aire dentro del suelo se producen más rápidamente por los macroporos. Por lo tanto, los factores que más influyen en la aireación de los suelos bien drenados, son los que determinan el volumen de macroporos del suelo. La cantidad de macroporos tiene una influencia preponderante en el espacio total ocupado por aire, como así también en el intercambio gaseoso y en las reacciones bioquímicas. Entre las propiedades del suelo que concurren a determinar el contenido de macroporos y, a la vez, la aireación del suelo, están la textura, densidad aparente, estabilidad estructural, contenido de materia orgánica y la formación de bio-poros.

VELOCIDAD DE RESPIRACIÓN EN EL SUELO

Las concentraciones de oxígeno y dióxido de carbono dependen en gran medida de la actividad microbiana, la que a su vez depende de la disponibilidad de compuestos orgánicos carbonosos que la sustentan.

La incorporación de grandes cantidades de abonos, residuos de cosecha o barros cloacales, puede alterar apreciablemente la composición del aire del suelo. En los ecosistemas naturales, el reciclado de los residuos vegetales por la caída de hojas, descomposición de masa radicular y excreciones radiculares proporciona el sustrato para la actividad microbiana, por lo que se manifiestan efectos similares. La respiración de las raíces de las plantas y la respiración acrecentada de los organismos del suelo cercano a ellas, también influyen notablemente. Todos estos procesos aumentan mucho a medida que se incrementa la temperatura del suelo.

SUBSUELO VERSUS SUELO SUPERFICIAL

Usualmente los subsuelos están más desprovistos de oxígeno que los suelos superficiales. Generalmente, en los horizontes más profundos, no sólo el contenido de agua es superior (en los climas húmedos), sino que también el espacio poroso total y el espacio de macroporos son mucho menores. Además, el camino para la difusión de gases hacia dentro o hacia afuera del suelo es más largo para los horizontes más profundos. No obstante, si la provisión de materia orgánica en el subsuelo es baja, éste puede ser aeróbico. Por esta razón, ciertos suelos recientemente inundados son anaeróbicos en los 50 a 100 cm superficiales y aeróbicos más abajo.

En algunas áreas forestales y en huertos frutales, las raíces de los árboles se extienden dentro de capas que tienen muy poco oxígeno y mucho dióxido de carbono, especialmente si el subsuelo tiene mucha arcilla.

En algunos de estos subsuelos han sido observados niveles de dióxido de carbono próximos a 15% (150 ml/l). Estudios realizados en suelos profundos, altamente meteorizados de selvas tropicales lluviosas, indican que en las capas más profundas del subsuelo se produce respiración y que la concentración de CO₂ de las mismas continúa aumentando con la profundidad (Figura 44).

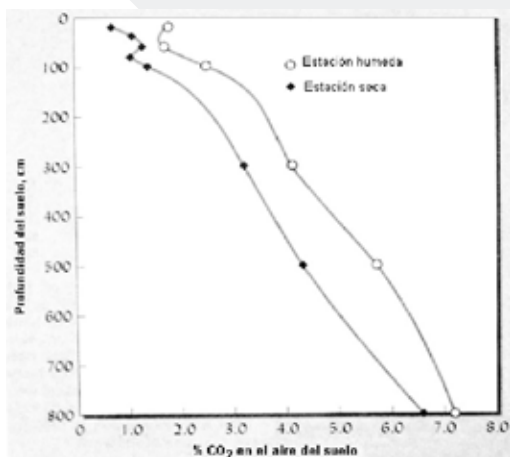


FIGURA 44. CAMBIOS DE LA CONCENTRACIÓN (DE CO₂) DEL AIRE DEL SUELO EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD, EN EL PERFIL DE UN HAPLUSTOX CUBIERTO POR UNA SELVA LLUVIOSA TROPICAL EN LA REGIÓN AMAZÓNICA DE BRASIL.

La fuente de CO₂ (Figura 44) fue probablemente una combinación de respiración radicular y microbiana. A pesar de que las velocidades de producción de CO₂ es mucho más altas en las capas de suelo más superficiales, el gas producido allí tiene que recorrer menos distancia para alcanzar la atmósfera y cuenta con muchos poros grandes para hacer este recorrido. La concentración de CO₂ aumenta con la profundidad porque el recorrido hasta la superficie se hace mayor y la macroporosidad mucho menor lo cual torna más lento el movimiento de gases, dando como resultado la acumulación de CO₂.

HETEROGENEIDAD DEL SUELO

1- Perfil: Como se ve en las Figura 44, el estado de aireación varía grandemente entre diferentes puntos de un perfil de suelo. En suelos bien drenados, relativamente uniformes, la tendencia general es que haya una reducción en el contenido de O₂ y un aumento del CO₂ desde arriba hacia abajo del perfil. Sin embargo, en cualquier horizonte se puede encontrar zonas o bolsas pobremente aireadas dentro de un suelo, que de no ser por ellas, sería bien drenado y bien aireado.

2- Labranza: La labranza es una de las causas de heterogeneidad del suelo y tiene efectos sobre la aireación, tanto a corto como a largo plazo. Con frecuencia, en el corto plazo, al mover el suelo se permite que se seque rápido y se ponga en contacto con grandes cantidades de aire. En suelos de textura fina, un tanto compactados, estos efectos son particularmente evidentes y a menudo, el crecimiento vegetal manifiesta el efecto deseado inmediatamente después de una labor para controlar malezas o incorporar fertilizante. Sin embargo, a largo plazo la labranza puede reducir la macroporosidad.

Macroporos grandes: Las zonas mal aireadas pueden ser causadas por una capa de textura pesada o que está compactada, o pueden encontrarse simplemente en el interior de un agregado (ped) del suelo (unidad estructural), donde la pequeñez de los poros puede limitar el intercambio fluido de aire (Figura 45). En suelos bien drenados, los poros grandes (grietas) entre los agregados y los antiguos canales de raíces del subsuelo pueden originar periódicamente zonas localizadas de mala aireación cuando se llenan de agua. En los suelos saturados, estos poros grandes pueden causar el efecto opuesto, ya que durante los períodos de secado facilitan la difusión de O₂ dentro del suelo. Se puede observar que el contenido de oxígeno cerca del centro del agregado es cero, mientras que el de las proximidades de la superficie es 21 %. Así, en un suelo cuyo contenido general de oxígeno puede no ser bajo, es posible encontrar bolsas de deficiencia de oxígeno.

3- Raíces de las plantas: De igual forma, las raíces de las plantas en crecimiento pueden tanto reducir como aumentar la concentración de O₂ en sus proximidades inmediatas. En algunos suelos mal drenados, la respiración de las raíces de las plantas no hidrófitas puede agotar el O₂ en el suelo que las rodea. Por el contrario, las plantas hidrófitas con tejidos de aerénquima, pueden transportar hacia sus raíces un exceso de O₂, permitiendo que parte del mismo difunda dentro del suelo, lo que produce una zona oxidada en un suelo que, a no ser por esto, es aneróbico.

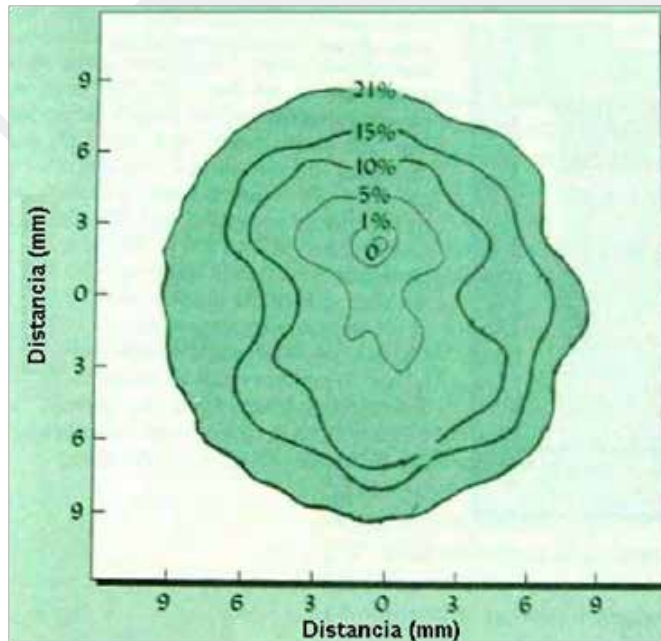


FIGURA 45. MAPA QUE MUESTRA EL CONTENIDO DE OXÍGENO DEL AIRE DEL SUELO EN UN AGREGADO MOJADO DE UN HAPLUDOL ACUICO.

Por estas razones se pueden estar produciendo reacciones de oxidación a pocos centímetros, o milímetros, de otro punto donde existen condiciones de reducción. Esta heterogeneidad de la aireación del suelo debería tenerse presente cuando se intenta comprender el rol que tiene el suelo en los ciclos de elementos y en el funcionamiento de los ecosistemas.

4- Colores del suelo: El color del suelo está muy influenciado por el estado de oxidación del hierro y el manganeso. Los colores como rojo, amarillo y castaño rojizo son característicos de las condiciones de buena oxigenación. Si no hay suficiente oxígeno, predominan matices más apagados, como grises y azules. Para la determinación de la condición de drenaje del suelo por métodos de campo, puede usarse el color. Los suelos imperfectamente drenados se caracterizan por vetas contrastantes de materiales oxidados y reducidos. Este aspecto moteado indica una zona con condiciones alternantes de buena y mala aireación, que no permite el crecimiento óptimo de la mayoría de las plantas.

5- Compactación del suelo y aireación (Figura 46): La compactación del suelo sí reduce el intercambio de gases; sin embargo, no todos los efectos negativos de la compactación son debidos a la pobre aireación. Las capas de suelo se pueden hacer tan densas como para impedir el crecimiento de las raíces de las plantas, aún cuando haya disponible un suministro de aire adecuado.

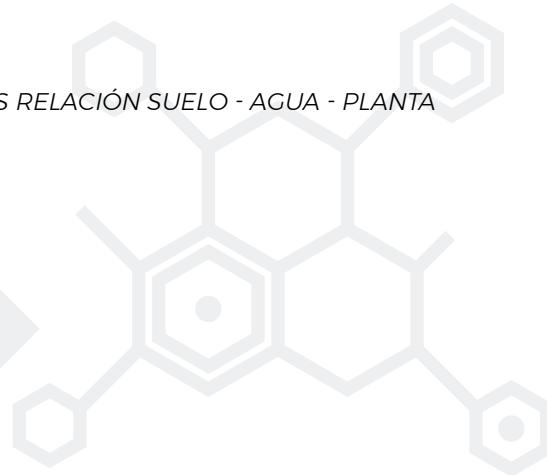
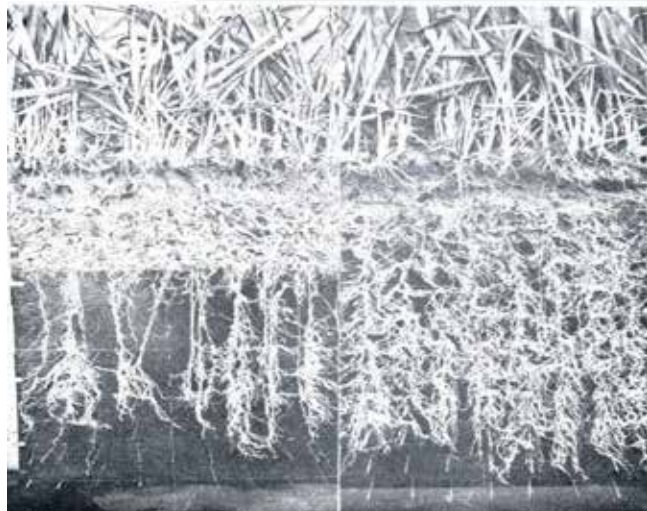


FIGURA 46. EFECTO DE LA COMPACTACIÓN DEL SUELO SOBRE EL CRECIMIENTO RADICAL

INDICADORES DE SUELOS HÍDRICOS

Son aspectos asociados con la ocurrencia de saturación y reducción (algunas veces solamente en regiones geográficas específicas). Casi todos los indicadores pueden observarse en el terreno cavando un pequeño agujero de unos 50 cm de profundidad. Principalmente involucran la pérdida o acumulación de varias formas de Fe, Mn, S o C. Las acumulaciones de carbono (materia orgánica) son más evidentes en los Histosoles, pero en otros suelos las capas oscuras superficiales espesas pueden ser también indicadoras de condiciones hídricas en las que la descomposición de la materia orgánica ha sido restringida.

Las zonas donde la reducción ha removido o menguado los recubrimientos de hierro de los granos minerales son llamadas huecos redox. El hierro se vuelve gris a azul-verdoso cuando se reduce. Los colores contrastantes de los vacíos redox, o del hierro reducido y de las zonas rojizas con hierro oxidado, producen un aspecto redoximórfico moteado particular. Otros aspectos redoximórficos involucran al Mn reducido. Estos incluyen la presencia de nódulos duros y negros que a veces parecen perdigones (tipo esferoides). En condiciones estrictas de reducción, toda la matriz del suelo puede mostrar colores de bajo croma, llamados gley. Los colores con un croma 1 o menor muy probablemente indican condiciones reducidas (Figura 47).

Los aspectos redoximórficos son indicativos de suelos hídricos sólo cuando se presentan en los horizontes superiores. Muchos suelos de áreas de tierras altas muestran aspectos redoximórficos sólo en sus horizontes profundos, debido a la presencia, en profundidad, de una capa freática fluctuante.

Un aspecto redoximórfico asociado exclusivamente con ciertas plantas hidrófitas, es la presencia de hierro oxidado rojizo, sobre un fondo gris, alrededor de los canales de las raíces con aerénquima de una hidrófita hacia donde difundió el O_2 desde las raíces.

EFECTOS FISIOLÓGICOS DE FALTA DE AIREACIÓN EN EL SUELO

La limitación de oxígeno (Figura 48 y 49) origina numerosos cambios físicos, químicos y biológicos en el suelo, entre los que cabe destacar: la producción de sustancias tóxicas (ácidos orgánicos, hidrocarburos gaseosos como metano, dióxido de carbono y sulfuros), así como de etileno; y la pérdida de compuestos solubles de nitrógeno y desequilibrios en otros nutrientes debido a la actividad anaeróbica microbiana.

En el suelo anegado, la acumulación de etileno es controlada por muchos factores que incluyen las propiedades biológicas, químicas y físicas del suelo. Asimismo, está influenciada por el cultivo y su estabilidad y persistencia, están altamente influidas por la alta difusión del etileno en el agua (10,000 veces más que en la atmósfera) y su solubilidad en ella (140 ppm a 25°C).

El encharcamiento del suelo no origina cambios en el potencial hídrico de las plantas y en consecuencia, no produce un estrés primario de potencial hídrico y sólo afecta a la planta a través de un estrés secundario, inducido por el exceso de agua. El primer efecto secundario de la anegación es la pérdida de nutrientes minerales y metabolitos intermedios por lavado de las raíces.

Un segundo estrés tiene lugar al generarse en las raíces (por falta de oxígeno, poco soluble y difusible en el agua, hipoxia e incluso anoxia), exceso de CO₂ y sobreproducción de etileno. Sustancias tóxicas como etanol, acetaldehído y compuestos cianógenos son también consecuencia del encharcamiento de las raíces.

En condiciones anaeróbicas el etileno que, en condiciones de aerobiosis no escapa a la atmósfera, se acumula tanto en las plantas como en el suelo. En las plantas, alcanza valores muy superiores a los producidos en condiciones normales y da lugar a síntomas morfológicos y fisiológicos característicos de situaciones de estrés.

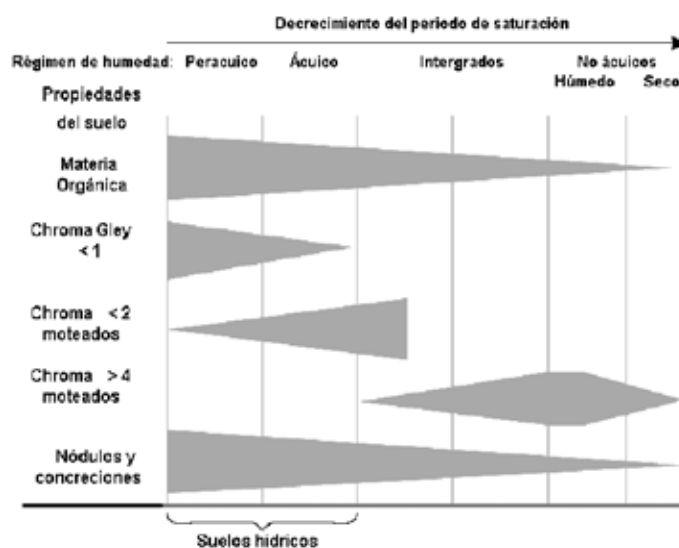


FIGURA 47. RELACIÓN EXISTENTE ENTRE LA PRESENCIA DE ALGUNOS ASPECTOS EN EL SUELO Y LA DURACIÓN ANUAL DE LAS CONDICIONES DE SATURACIÓN CON AGUA.

Los daños causados en las plantas por la anegación se deben en gran medida al aumento de la concentración de etileno en sus tejidos (Figura 48 y 49).

Las inundaciones frecuentes conducen a desarrollar un metabolismo anaeróbico, en el que la fuente energética (ATP) se genera en procesos glicolíticos principalmente de fermentación etanólica y láctica, con niveles altos de alcohol deshidrogenasa y alta producción de etanol, muy tóxico para las plantas, que en las especies más tolerantes queda muy reducida. La deficiencia de oxígeno origina una disminución del potencial de oxidación-reducción en las células, disminuye la tasa de respiración aeróbica y afecta al potencial de membrana. El daño más evidente se ejerce sobre la respiración, resultando en la acumulación de piruvato, lactato y etanol, mientras que bajan los niveles de catalasa y peroxidasa.

La anegación conduce a alteraciones en la absorción y utilización de iones minerales por las plantas. Las condiciones de hipoxia dificultan la absorción activa de nutrientes minerales por las raíces. De hecho hay evidencia de deficiencias de macro y micronutrientes en los tejidos vegetales por exceso de agua en el suelo.

El primer síntoma de daños por anegación es un cierre estomático. Con el cierre de los estomas, la absorción pasiva de agua por la planta disminuye, disminución a la que se añade la de la absorción activa por falta de oxígeno en la corteza radicular. Además, el movimiento del agua a distancia, vía xilema, mayoritariamente por flujo en masa, también decrece. El descenso de la transpiración conlleva un marchitamiento de las hojas y una senescencia precoz que acaba en su caída.

La concentración de etileno alcanzada en los tallos provoca la inhibición de diversos procesos y la alteración de parámetros fisiológicos tales como la asimilación neta, la transpiración y la conductancia estomática.

ESTOMAS, LOS RESPONSABLES DEL INTERCAMBIO GASEOSO

En botánica, se denominan estomas (figura 50 y 51) a los pequeños poros de las plantas localizadas en la superficie de sus hojas. Constan de dos grandes células de guarda y oclusivas rodeadas de células acompañantes. La separación que se produce entre las dos células de guarda denominada "ostiolo", regula el tamaño total del poro y, por tanto, la capacidad de intercambio de gases y de pérdida de agua de la planta.

Los estomas son los principales participantes en la fotosíntesis, ya que por ellos transcurre el intercambio gaseoso mecánico, es decir que en este lugar sale el oxígeno (O_2) y entra dióxido de carbono (CO_2).

Mesófilo: Conjunto de tejidos dispuestos entre la epidermis superior y la inferior de las hojas. Tejido fundamental (parénquima) de una hoja, situado entre las capas de la epidermis del haz y del envés; las células del mesófilo suelen contener cloroplastos.

NÚMERO Y TAMAÑO DE LOS ESTOMAS

El número de estomas por unidad de superficie foliar varía mucho, desde unos 2,000 / cm² en la avena, 50,000 en el roble negro; hasta 100,000 en el roble escarlata.

También el número varía de acuerdo con las condiciones ambientales, por ejemplo : Los estomas tienden a ser más pequeños y más abundantes en las hojas que crecen a pleno sol y en ambientes secos, que en hojas sombreadas y que viven en ámbitos húmedos. El tamaño de los estomas son muy pequeños de 3 a 14 μm de ancho y de 10 a 40 μm de largo. La superficie de las estomas totalmente abiertas pocas veces excede de 3% de la superficie total de lahoja.

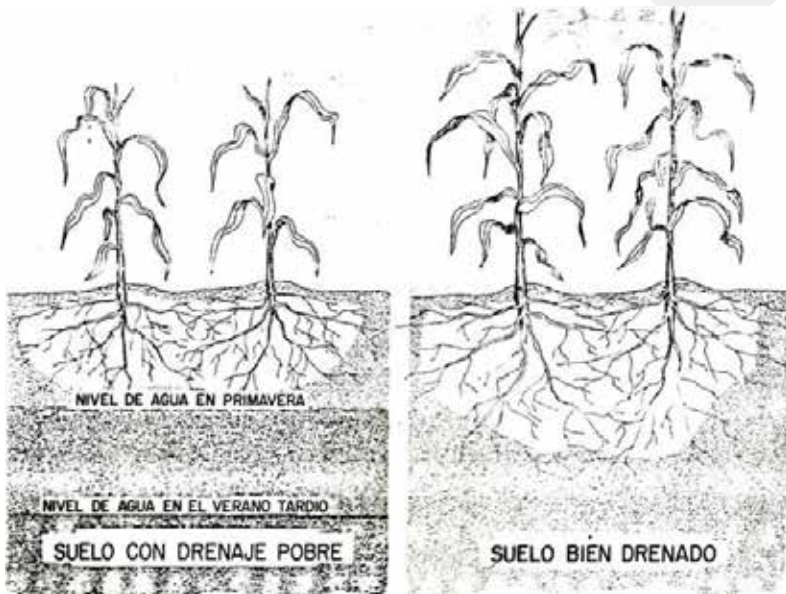


FIGURA 48. COMPARACIÓN DEL CRECIMIENTO DEL SISTEMA RADICAL CON RESPECTO AL EFECTO DEL MAL DRENAJE EN LA RAÍZ DE LA PLANTA

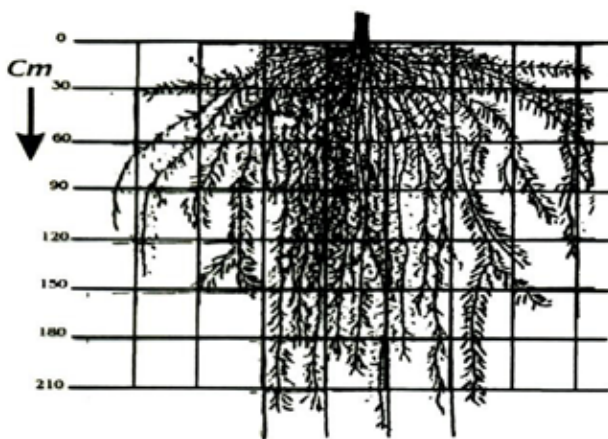


FIGURA 49. DESARROLLO DEL SISTEMA RADICAL DE UNAPLANTA DE MAÍZ, EN UN SUELO BIENDRENADO



FIGURA 50. ESTOMA

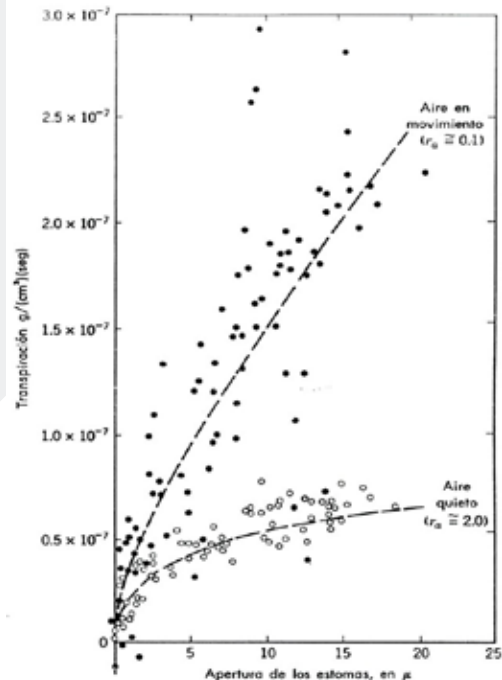


FIGURA 52. TRANSPIRACIÓN CON RESPECTO AL VIENTO

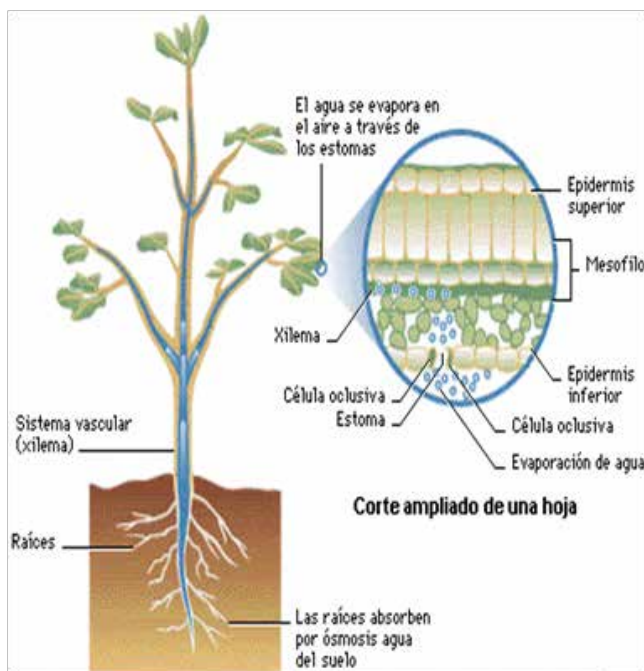



FIGURA 51. SISTEMA DE TRANSPIRACIÓN DE LA PLANTA

Existe una relación manifiesta entre la velocidad del viento y la transpiración ya que a mayor velocidad del viento mayor transpiración como se observa en la figura 52.

TENSIÓN HÍDRICA DENTRO DE LA PLANTA

La tensión hídrica de las plantas se debe yasea a unapérdida excesiva de agua o a una absorción inadecuada o a ambas cosas a la vez. Los déficits hídricos de mediodíase producen porque la absorción tiende a retrasarse respecto a la transpiración, lo cual es el resultado de la resistencia ofrecida al flujo hídrico a través de la planta (figura 53).

Los coeficientes de transpiración en la planta internamente están controlados por diferentes factores como la superficie y estructura de la hoja y apertura de los estomas; la absorción está controlada por el coeficiente de la pérdida de agua, la extensión y eficacia hacía de los sistemas de raíces, potencial hídrico del suelo y conductividad hidráulica del suelo.



*Cuando he estado
trabajando todo el día,
un buen atardecer me
sale al encuentro.*

Goethe (1749-1832)

REPASO BÁSICO DE LA PLANTA

PLANTA

Cualquier miembro del reino vegetal o reino plantas (Plantae) formado por unas 260,000 especies conocidas de musgos, helechos, plantas herbáceas y leñosas, arbustos, trepadoras, árboles y otras formas de vida que cubren la tierra y viven también en el agua. Se abarcan todos los biotipos posibles; desde las plantas herbáceas a las leñosas que pueden ser arbustos, trepadoras o árboles. Del mismo modo son capaces de colonizar los ambientes más extremos, desde las heladas tierras de la Antártida en las que viven algunos líquenes hasta los desiertos más secos y cálidos en los que sobreviven ciertas cactáceas, pasando por toda una gama de sustratos (suelo, rocas, otras plantas, agua). El tamaño y la complejidad de los vegetales son muy variables; este reino engloba desde pequeños musgos no vasculares, que necesitan estar en contacto directo con el agua, hasta gigantescas secuoyas —los mayores organismos vivos— capaces, con su sistema radicular, de elevar agua y compuestos minerales hasta más de cien metros de altura (Figura 54).

Las plantas son aquellos seres vivos que obtienen energía de la luz solar captada a través de la clorofila presente en ellas y especializadas en realizar procesos de fotosíntesis que convierten dióxido de carbono en hidratos de carbono (carbohidratos) para subsistir.

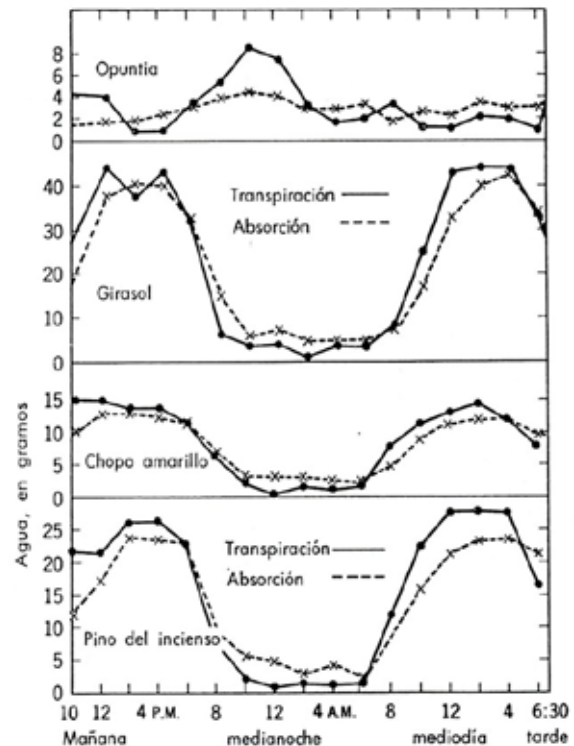


FIGURA 53. RETRASO DE LA ABSORCIÓN RESPECTO A LA TRANSPIRACIÓN

La planta común se divide en raíz, tallo, hoja, flores, semillas y/o fruto. Se distinguen entre las plantas a aquellas que son anuales (suelen ser las que tienen flor u otras como el trigo), las que necesitan dos años para completar su ciclo o bienales y las que subsisten por más de dos años llamadas perennes (entre ellas, la mayoría de árboles y arbustos).

Las gimnospermas: las denominadas gimnospermas son plantas con semilla y sin flores (Figura 55 y 56). Se estima que se originaron hace unos 350 millones de

años y conforman un grupo de primitivas plantas que evolucionó en forma previa a las plantas con flor. Se caracterizan por disponer de vasos conductores ya que sus aparatos reproductores no forman los frutos. Las semillas de esta clase de plantas se forman en las escamas de unas estructuras conocidas con el nombre de estróbilos o conos, pero que comúnmente llamamos piñas.

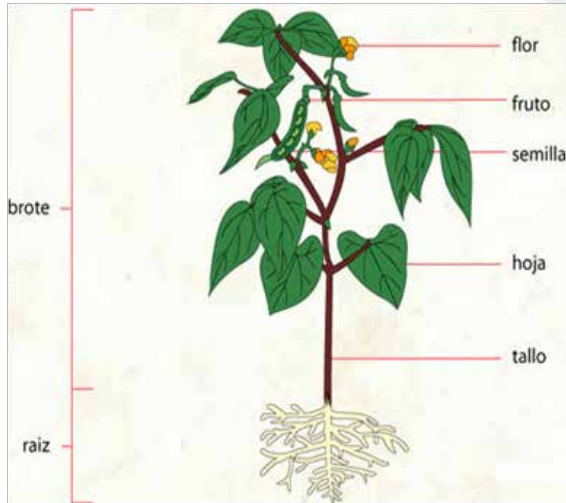


FIGURA 54. ANATOMÍA DE LA PLANTA



FIGURA 55. PLANTA GIMNOSPERMA

El nombre proviene del griego que significa semilla; es decir, semilla desnuda. Este término se aplica debido a que las semillas de estas plantas no se forman en un ovario cerrado (esto es, un pistilo con uno o más

carpelos que evolucionan a un fruto, como ocurre en las angiospermas), sino que están desnudas en las escamas de los conos.

Las angiospermas: son plantas (Figura 57 y 58) que tienen los óvulos encerrados en una cavidad denominada ovario. Cuando se produce la fecundación, el óvulo madura y se transforma en el fruto.

Algunas características de las angiospermas son:

- 1- Poseen frutos que recubren y protegen las semillas y facilitan su dispersión.
- 2- Poseen un conjunto de hojas modificadas que ocupan lugar al cáliz y la corola y facilitan la fecundación.
- 3- Todas presentan unas flores vistosas.

Tienen una gran variedad de formas en las raíces, los tallos y las hojas que les permite adaptarse a ambientes muy diversos.



FIGURA 56. CIPRÉS COMÚN, PLANTA GIMNOSPERMA (EL CIPRÉS COMÚN, DE NOMBRE CIENTÍFICO CUPRESSUS SEMPERVIRENS, ES UN ÁRBOL DE HASTA 30 METROS DE ALTURA Y FORMA PIRAMIDAL CARACTERÍSTICA)



FIGURA 57. PLANTA ANGIOSPERMA, ÁRBOL DE CACAO

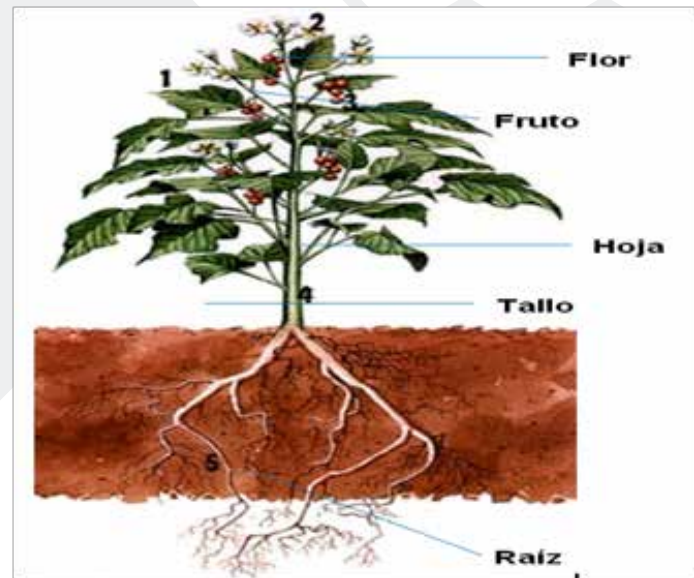


FIGURA 58. CONSTITUCIÓN DE UNA PLANTA ANGIOSPERMA

Las angiospermas se dividen en dos grupos de plantas: las monocotiledóneas y dicotiledóneas, fácilmente diferenciables gracias a una serie de características tales como el número de cotiledones en el embrión, tipo de raíz, tipo de hojas, número de piezas florales, crecimiento del tallo, etc (Figura 59).

Plantas monocotiledóneas: en el corte transversal del tallo presenta los haces vasculares de xilema y floema disperso a lo largo del corte transversal, en lugar de dispuestos en un anillo por lo que no producen verdadera madera. A la particularidad principal de poseer un único cotiledón se suman las siguientes características:

Raíces: en las dicotiledóneas y gimnospermas el sistema radicular es pivotante, consta de una raíz principal de la cual salen las laterales. Las partes maduras presentan crecimiento secundario y la absorción de agua se lleva a cabo por los extremos, a través de los pelos radiculares. En las monocotiledóneas el sistema radicular es fasciculado, formado por un manojo de raíces adventicias originadas en la base del tallo, las que pueden ramificarse pero nunca tienen crecimiento secundario (Figura 60).

Tallos: sin formación de madera secundaria y ausencia de un verdadero tronco. En relación con eso, en el corte transversal del tallo (estela) se observa a los haces de xilema y floema. Si bien las monocotiledóneas son principalmente de hábito herbáceo, algunas pueden alcanzar grandes alturas y tamaños, particularmente, las palmeras y bambúes.

Hojas: En las dicotiledóneas la hoja consta (generalmente) de una lámina, un pecíolo, y usualmente hay una yema axilar en la unión del pecíolo al tallo. Los haces vasculares recorren la lámina foliar constituyendo las nervaduras. Normalmente hay una nervadura o vena principal,

de la cual salen venas de menor diámetro o venas laterales, así sucesivamente formando una red o venación retinervada. Cuando hay varias venas principales que salen de un mismo sitio, la venación es palmada. Ambos tipos son usuales en las dicotiledóneas. En las monocotiledóneas la lámina es acintada, el pecíolo se transforma en una vaina que abraza el tallo. Las nervaduras se distribuyen paralelamente a cada lado de la nervadura o vena principal (venación paralelinervada). Un ejemplo común es la hoja de maíz (*Zea mays*) y las hojas de los pastos (*Gramineae*). Si la lámina es entera la hoja es simple, si está dividida en porciones o folíolos se llama compuesta y cada porción recibe el nombre de folíolos (Figura 61).

Ejemplos de diversidad de monocotiledóneas son: aros y calas, lentejas de agua, cálamó, elodea y afines, pastos marinos, *Dioscorea* y afines, Pandano y afines, Azucenas o lirios y tulipanes, zarzaparrilla y afines, orquídeas, iris, gladiolos y fresias; aloe y afines, cebollas y ajos, amarillos, narcisos y afines, espárragos y afines, ògave, yuca y afines, jacintos y afines, palmeras, totoras, piña, clavel del aire y afines; pasto de ojos amarillos, eriocaulon y afines, pastos y afines, juncos y afines, ciperáceas, comelináceas, camalotes y afines, bananos y afines, ave del paraíso y afines, jengibre, flor mariposa y afines, achira y afines

Plantas dicotiledóneas: el tallo crece en grosor con formación de leña o madera (“crecimiento secundario”), a diferencia de las monocotiledóneas que han perdido la capacidad de crecer en grosor (algunas monocotiledóneas, como las palmeras, crecen en grosor por aumento del tejido parenquimático, sin formación de leña) (Cuadro 17).

FLOR

La flor (Figura 62 y 63) es la estructura reproductiva característica de las plantas (llamadas espermatofitas). La función de una flor es producir semillas a través de la reproducción sexual.

Para las plantas, las semillas son la próxima generación, y sirven como el principal medio a través del cual las especies se perpetúan y se propagan.

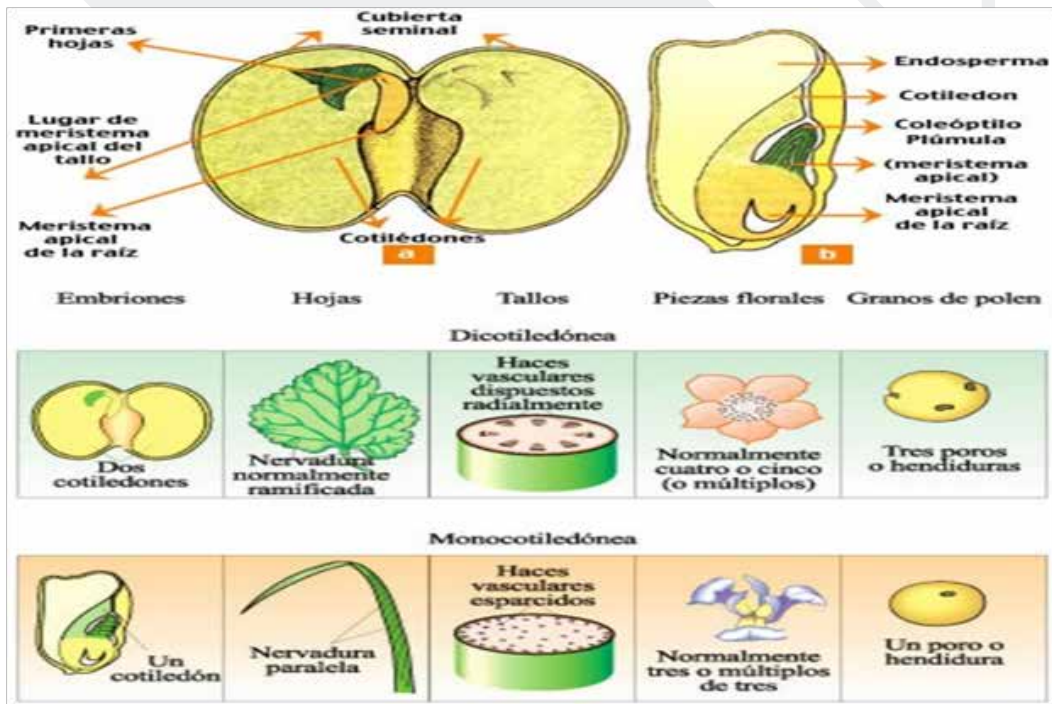


FIGURA 59. DIFERENCIAS ENTRE DICOTILEDONEAS Y MONOCOTILEDONEAS

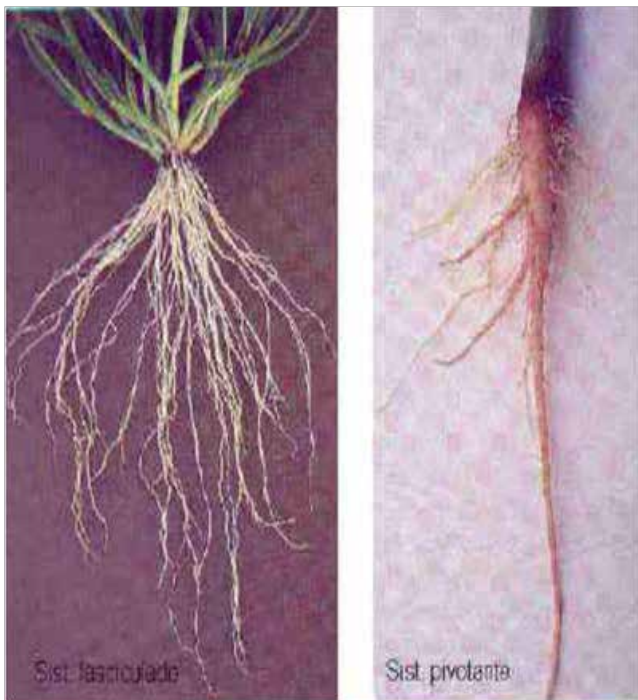
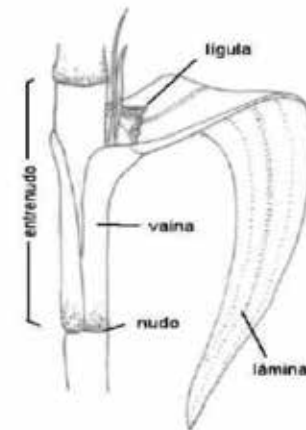


FIGURA 60. RAÍCES DICOTILEDONEAS Y MONOCOTILEDÓNEAS



Hoja de Dicotiledónea con venación retinervada



Hoja de Monocotiledónea con venación paralelinervada

FIGURA 61. HOJAS DICOTILEDONEAS Y MONOCOTILEDONEAS

CUADRO 17. DIVERSIDAD DE PLANTAS DICOTILEDONEAS

Orden	Familia y Especie
Magnoliales	Magnoliaceae: Magnolias, Tulipanero.
	Anonaceae, Anonaceas: Chirimoyo, etc.
Berberidales	Berberidaceae: Agracejo.
Ranunculales	Paeonia: Peonias.
	Ranunculaceae, Ranunculaceas: Ranunculos.
	Papaveraceas: Celidania, Amapola, A adormidera, Ababol.
	Fumariaceae: Corydalis cava, Dicentra spectabilis.
Sarraceniales	Insectivoras: Dionaea, Sarracenia, etc.
Brasicales	Cruciferas: Col, Alheli (Matthiola), Rabano, Nabo, Coliflor, Berro.
	Resedaceae: Reseda amarilla (Reseda lutea), Reseda odorata.
	Capparidaceae: Capparid spinosa.
Primulales	Primulaceae, Primulaceas: Primulas, Primavera, Ciclamen etc.
	Opuntiaceae, Cactaceas: Cactus, etc.
Phytolaccales Centrospermae	Phytolacca americana, Rivina laevis.
	Cariofilaceas: clavel.
Chenopodiales	Quenopodiaceas: Acelga, Espinaca, Quenopodio, Armuelle, Remolacha roja y azucarera, etc.
	Amarantaceas: Flor de Pluma, Cresta de Gallo, etc.
Poligonales	Polygonaceae, Poligonaceas, Poligono trepador, Acedara, Romaza, Persicaria, y Ruibardo.
Myricales	Mirtaceas: Mirto, Eucalipto, Guayabo, etc.
Juglandales	Juglandaceae: Nogal.
	Betulaceae: Alisos, Abedules, Avellanos.
	Corylaceae: Carpe.
Fagales	Fagaceae: hayas, castaños, robles (quejigo, carballo, melojo, albar), encinaso carriosas, albaricoque.
Hamamelidales	Platanaceae: Planatanos de indias.
Urticales	Ulmaceae: Olmos, Almez.
	Moraceae: Moreras
	Urticaceas: Hortiga
	Cannabaceae, Canabineas: Lupulo, Cañamo, etc.
Violales	Caricaceae, Cariaceas: Papayo, etc.
	Tamaricaceae: higuera.

CONTINUACIÓN DEL CUADRO 17

Saxifragales	Hydrangracea: Philadelphus coronarius, hortensia.
	Grassulariaceae: uva espina, groselleros.
	Crasulaceas: Crassula lactea, Sempervivum, S. montanum.
	Saxifragaceae: Saxifraga aizoon, Drosera rotundifolia.
Rosales	Rosaceae: Manzanos, frutos con hueso (Ciruelas, Melocoton, Almendro, etc.), espinos.
Salicales	Salicaceae: Alamos, Chopos, Sauces.
Lurales	Lauraceae: aguacate, canelo.
Theales	Theaceae, teaceas: te, camelia, etc.
	Guttiferae, gutíferas, mangostan, mamey, etc.
Malvales	Tiliaceae: tilos
	Sterculiaceae, Esterculiaceas: esterculia, coca, cacao, etc.
	Bombaceas: baobad, balso, bongo, ceibo, etc.
Ericales	Ericaceae, Ericaceas: brezo, arandano, azalea, rododendro, madroño, etc.
Ebenales	Ebanaceae, Ebenaceas: Ebano, caqui, etc.
Fabales	Leguminosae: acacias, algarrobos.
Celastrales	Aquifoliaceae: acebos.

CONTINUACIÓN DE CUADRO 17

Euphoobiales	Euphorbiaceae, Euforbiaceas: ricino, euforbia, mandioca, caucho.
Sanpindales	Hippocastanaceae: castaño de Indias.
	Aceraceae, Anacardiaceas: Anacardo.
	Anacardiaceae: ailanto.
	Simaroubaceae: Ailanto.
	Rutaneae: Naranja, limon.
Umbellales	Araliaceae, Aranliaceas: Aralia espinosa.
Gentianales	Oleaceae: Olivo, acebuche, serval, mostajo.
Rubiales	Rubiaceae, Rubiaceas: Gardenia, quina, cafeto.
Umbelíferas	Buxaceas: Boj.
	Vitaceas: vid.
	Punicaceas: Granado o menbrano.
	Enoteraceas: Fucsias, etc.
	Caprifoliaceas: Madreselva, etc.
	Proteaceas: Grevillea, etc.
	Miristicaceas: nuez moscada, etc.
	Begoniaceas: Begonia, etc.
	Pasifloraceas: pasiflora o flor de la pasión.
	Lorantaceas: Muerdago.
	Labiadas: Salvia, Oregano, Hierbabuena, tomillo, romero.
	Ninfaceas: lotos
	Violaceas: violeta, siempreviva, pensamiento.
	Geraniaceas: Geranios, etc.
	Nictaginaceas.
	Malvaceas: Hibisco, malva, malvavisco, algodón, etc.
	Tropeolaceas: Capuchina, Etc.
	Apiaceas: apio, perijil, etc.
	Contartas: pervinca, adelfa, etc.
	Valenrianaceas: valeriana, etc.
	Escrofulariaceas: digital, etc.
Convolvulaceas: boniato, cuscuta, corregüela, etc.	
Solanaceas: patata, pimiento, tomate, etc.	
Borraginaceas: borraja, vivorera, etc.	
Campanulaceas: melon, sandia, pepino, etc.	
Compuestas: chirivita, etc.	

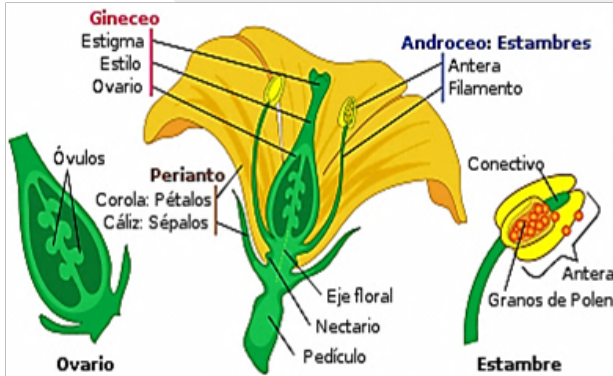


FIGURA 62. PARTES DE UNA FLOR MADURA

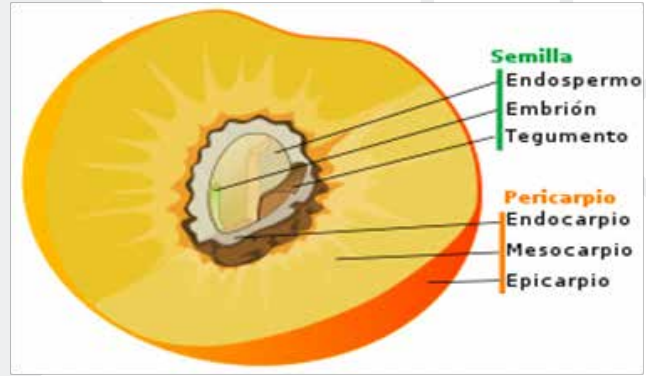


FIGURA 64. PARTES DEL FRUTO

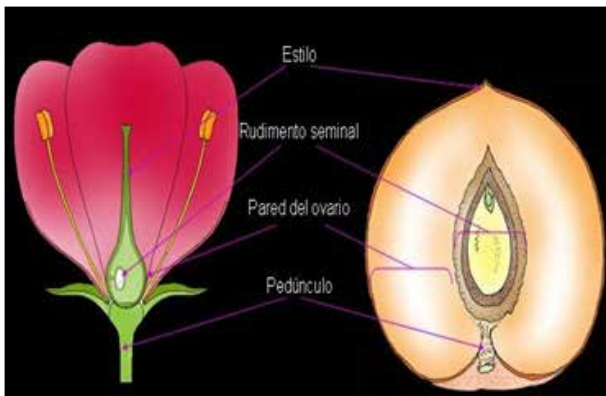


FIGURA 63. CORTE TRANSVERSAL DE UNA FLOR

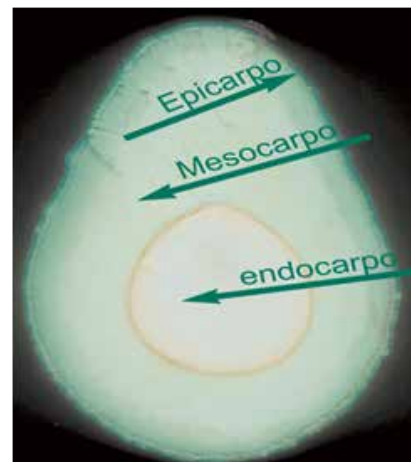


FIGURA 65. CORTE TRANSVERSAL DEL FRUTO

FRUTO

En botánica, el fruto (Figura 64 y 65) es el ovario fecundado de las plantas con flor. La pared del ovario engorda al transformarse en la pared del fruto y se denomina pericarpio, cuya función es proteger a la semilla. En las plantas gimnospermas y plantas sin flores no hay verdaderos frutos, aunque a estructuras reproductivas como los conos de los pinos, comúnmente se les tome por frutos.

Pericarpio: es todo aquello que rodea a la semilla en forma de cubierta y consta de tres partes: (1) exocarpo o epicarpo: parte más externa del fruto, sería lo que conocemos como piel, (2) mesocarpo: parte más gruesa de la mayoría de los frutos, sería "la carne" que nos comemos, (3) endocarpo: parte normalmente endurecida que cubre la semilla, sería "el hueso". Semilla: se encuentra encerrada dentro del endocarpo

SEMILLA

La semilla (Figura 66) o pepita es cada uno de los cuerpos que forman parte del fruto que da origen a una nueva planta, es la estructura mediante la que realizan la propagación las plantas que por ello se llaman espermatofitas (plantas con semilla). La semilla se produce por la maduración de un óvulo de una gimnosperma o de una angiosperma. Una semilla contiene un embrión del que puede desarrollarse una nueva planta bajo condiciones apropiadas. Pero también contiene una fuente de alimento almacenado y está envuelto en una cubierta protectora.

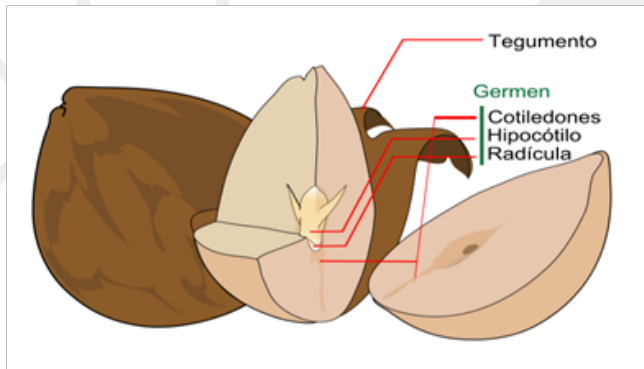


FIGURA 66. CORTE TRANSVERSAL DE UNA SEMILLA

El alimento almacenado comienza como un tejido fino y delgado llamado endospermo (El endospermo es el tejido nutricional formado en el saco embrionario de las plantas con semilla) que es provisto por la planta progenitora y puede ser rico en aceite o almidón y en proteínas.

HOJA

La hoja (Figura 67) es el órgano vegetativo de las plantas vasculares primariamente especializadas para la fotosíntesis.

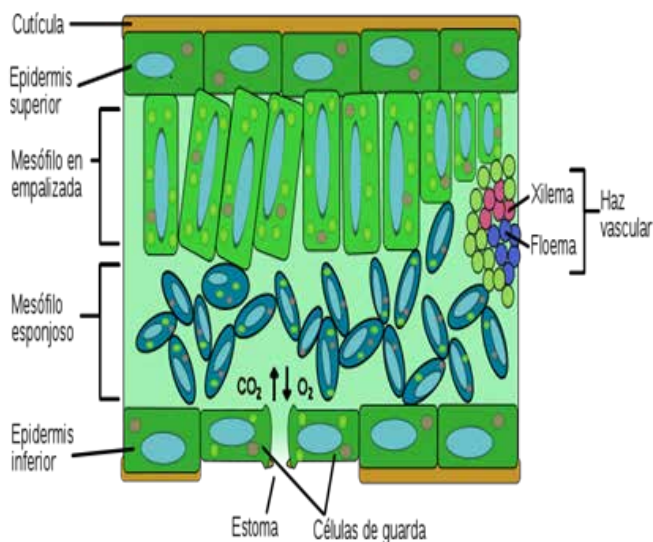


FIGURA 67. ESTRUCTURA DE UNA HOJA

Las hojas típicas son estructuras laminares que contienen sobre todo tejido fotosintetizador, situado siempre al alcance de la luz. En las hojas se produce la mayor parte de la transpiración, provocándose así la aspiración que arrastra agua y nutrientes inorgánicos desde las raíces.

La forma de las hojas suele ser característica de las especies, aunque con grandes variaciones entre individuos e incluso dentro del mismo individuo. Podemos diferenciar las hojas simples y las hojas compuestas:

Hoja simple: Aquella formada por un sólo foliolo (cada una de las piezas separadas en que a veces se encuentra dividido el limbo de una hoja).

Hoja compuesta: Aquella formada por más de un foliolo. Las hojas se pueden clasificar según sus formas, margen y la venación (figuras 68, 69 y 70) típicas de plantas vasculares.

Las partes de la hoja se muestran en la (figura 71). Hay muchos tipos de hojas que permiten distinguir unas plantas de otras, pero, esencialmente, toda hoja está formada por sus partes generales.

TALLO

El tallo es (Figura 72 y 73) la porción de las plantas vasculares que acostumbra a llevar las hojas y yemas. Suele ser aéreo, erguido y alargado, aunque en algunas plantas presenta una estructura muy modificada. Hay tallos subterráneos, como el rizoma del lirio o los estolones del fresa; el tubérculo de la papa o patata también forma parte de un tallo subterráneo. Los puntos del tallo de los que brotan las hojas y las yemas se llaman nudos, y el espacio comprendido entre dos nudos, entrenudos.

Las principales funciones del tallo son formar y mantener las hojas y las estructuras de reproducción, conducir agua y nutrientes y almacenar sustancias alimenticias. En los cactus y algunas otras plantas, los tallos desempeñan otras funciones especializadas, como almacenar agua y sintetizar alimentos.

Los tejidos conductores del interior del tallo se organizan en columnas llamadas haces vasculares. Estos haces están formados por xilema, que conduce agua en sentido ascendente, y floema, que transporta los azúcares producidos por las hojas en sentido descendente. Los haces vasculares se prolongan por las hojas, donde reciben el nombre de nervios. A medida que el tallo crece en longitud, se van incorporando células nuevas al sistema vascular, que constituyen el tejido conductor de las hojas y ramas nuevas.



FIGURA 68. CLASIFICACIÓN DE LA HOJA SEGÚN SU FORMA

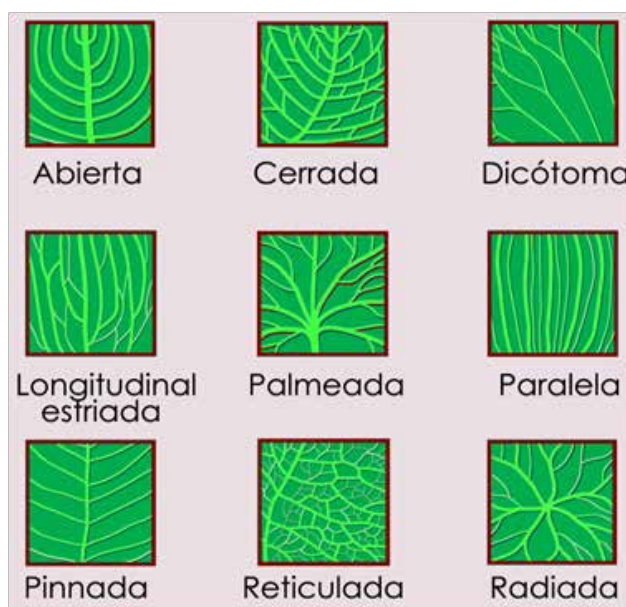


FIGURA 69. CLASIFICACIÓN DE LA HOJA SEGÚN SU VENACIÓN

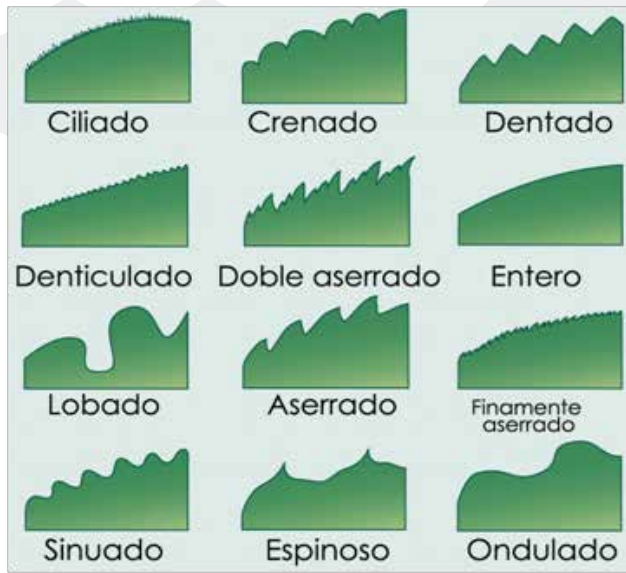


FIGURA 70. CLASIFICACIÓN DE LA HOJA SEGÚN SU MARGEN

Se diferencia de la raíz por la presencia de entrenudos en los que se insertan las yemas auxiliares y las hojas dándose la transición entre raíz y tallo en una región llamada "cuello" y por su fototropismo positivo. Pueden existir tallos subterráneos como existen raíces aéreas.

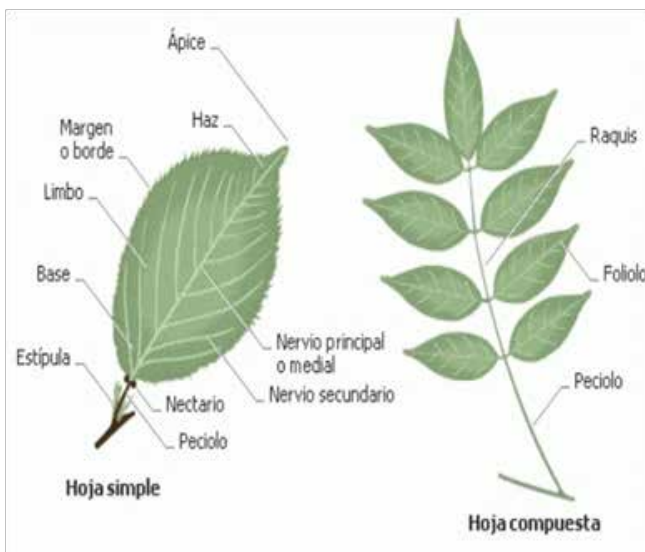


FIGURA 71. PARTES DE LA HOJA

Según su consistencia, los tallos pueden clasificarse en:

- a) **Herbáceos:** Se trata de aquellos tallos que nunca desarrollan tejidos adultos o secundarios, por lo que tienen una consistencia suave y frágil.
- b) **Arbustivos o sufrútices:** Llegan a desarrollar tejidos secundarios, pero sólo en la región próxima a la base, manteniendo la parte superior de la planta siempre con tejidos jóvenes.
- c) **Arbóreos:** Son tallos que desarrollan tejidos secundarios por completo, limitando los primarios a las yemas tanto apicales como axilares. Son de consistencia dura.



FIGURA 72. PARTES DEL TALLO

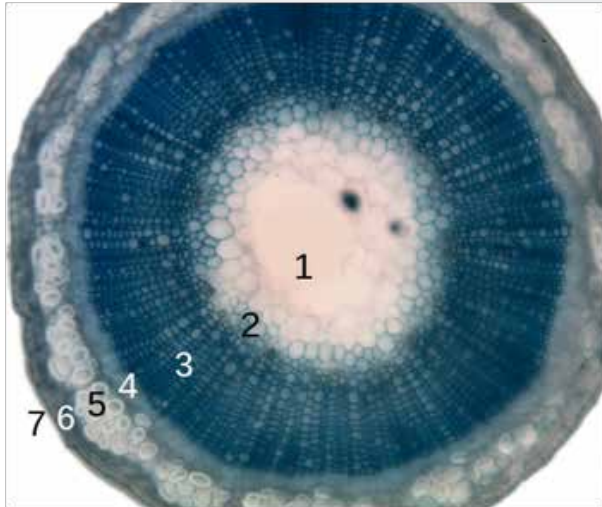


FIGURA 73. CORTE TRANSVERSAL DE UN TALLO

- 1- Medula
- 2- protoxilema
- 3- ilema primario
- 4- floemaprimario
- 5- fibras de esclerénquima
- 6- corteza
- 7- epidermis

RAÍZ

Es el órgano de las plantas superiores, casi siempre subterráneo, que desempeña varias funciones, entre ellas absorber y conducir agua y minerales disueltos, acumular nutrientes y sujetar la planta al suelo. La raíz se diferencia del tallo por su estructura, por el modo en que se forma y por la falta de apéndices, como yemas y hojas. La primera raíz de la planta, llamada radícula, se alarga cuando germina la semilla y forma la raíz primaria. Las raíces que se ramifican a partir de la primaria se llaman secundarias. En muchas plantas, la raíz primaria se llama pivotante, es mucho mayor que las secundarias y alcanza mayor profundidad en el suelo. La remolacha y la zanahoria son ejemplos característicos de plantas con gruesas raíces pivotantes.

Algunas especies con raíces de este tipo son difíciles de trasplantar, porque la rotura de la raíz primaria determina la pérdida de casi todo el sistema radicular y la muerte de la planta.

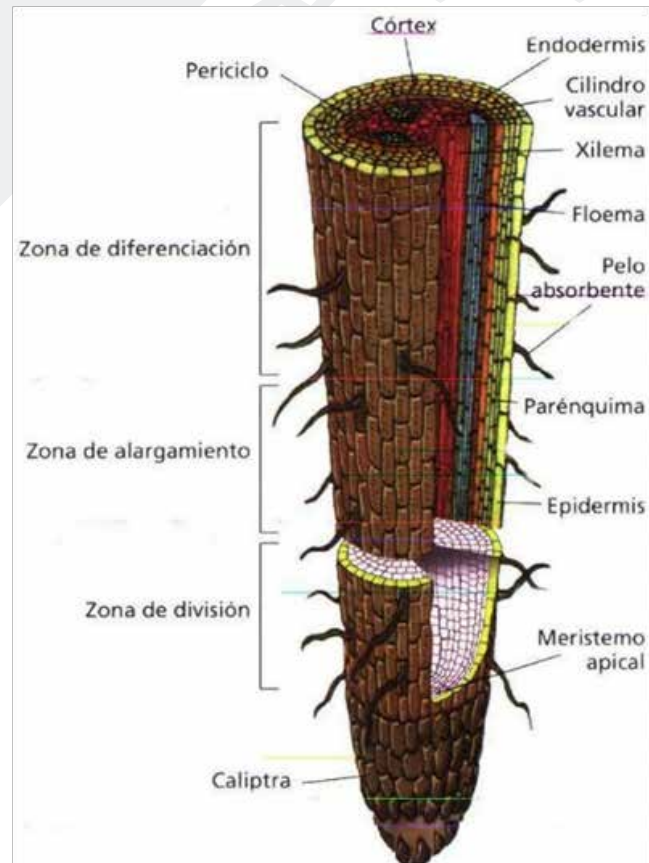


FIGURA 74. ESTRUCTURA INTERNA Y EXTERNA DE LA RAÍZ

Las raíces (Figura 74) que brotan de los tallos se llaman adventicias. Se ven estas formaciones cerca de la base del tallo del maíz. Cuando brotan de puntos más altos, las raíces adventicias se llaman aéreas, y ayudan a sujetar la planta, como se observa en el mangle y ciertas orquídeas.

CLASIFICACIÓN SEGÚN SU ORIGEN:

- 1- Primarias
- 2- Secundarias olaterales
- 3- Adventicias

SEGÚN SUFORMA:

- 1- Típica opivotante
- 2- Fibrosa o fasciculada
- 3- Carnosa otuberosa

Existen algunas excepciones, dado que algunas raíces pueden ser epigeas (que se encuentran sobre el suelo) o aéreas (que están por encima del suelo o encima del agua). También existen excepciones con el tallo, dado que en algunas plantas los tallos crecen debajo del suelo (rizomas).

FUNCIONES DE LA RAÍZ

- 1- Anclaje al suelo
- 2- Absorción del agua y de los nutrientes del suelo, y su transporte al resto de la planta para su crecimiento y a las hojas para la fotosíntesis
- 3- Acumulación de reservas
- 4- Soporte de asociaciones simbióticas complejas con los microorganismos (bacterias y hongos) que ayudan a la disolución del fósforo, a la fijación del nitrógeno atmosférico y al desarrollo de las raíces secundarias
- 5- Creación de suelo. Las moléculas y enzimas segregadas por las raíces y sus relaciones simbióticas contribuyen a la formación de suelo. Las raíces de numerosos árboles segregan ácidos orgánicos bastante potentes para disolver piedras calizas y liberar el calcio y otros minerales útiles para las especies que producen y explotan el humus
- 6- Comunicación. Ciertas especies de árboles pueden unir sus raíces a las de árboles de la misma especie y así poner en común los recursos hídricos y nutritivos. Esta unión puede ayudar a los árboles a resistir mejor la erosión de los suelos y altaspendientes

ABASTECIMIENTO DE AGUA A LAS PLANTAS

El agua es suplida a las plantas (Figura 75) por las reservas hídricas del suelo, retenidas especialmente en la matriz (espacio poroso) del suelo, por diferentes potenciales (mátrico, de solutos y gravitacional), ligados a su potencial químico, o actividad del agua.

Considerando un suelo con agua disponible a capacidad de campo y retenido a tensiones o succiones de $\pm 0.10 - 0.38$ bares, el agua tiene dos vías de ingreso a la raíz de la planta:

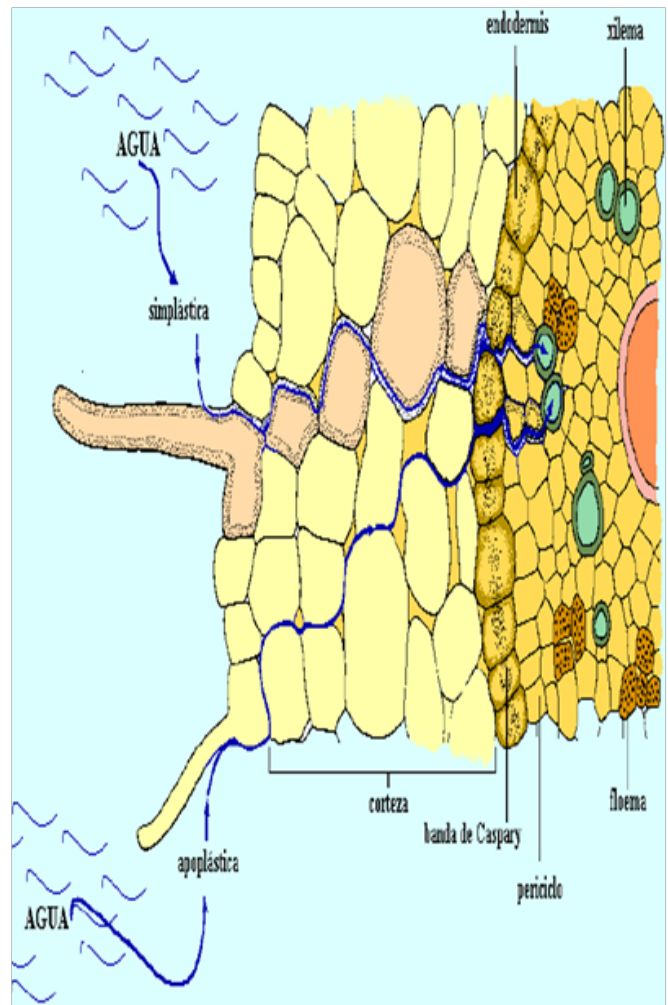


FIGURA 75. MANERAS DE ENTRADA DE AGUA A LA RAÍZ DE LA PLANTA

1- Vía simplasto: Ingresan por los pelos radiculares y atraviesa las células parenquimatosas de la corteza, para luego atravesar el endodermio, sus bandas suberificadas de Kaspari y el periciclo, para luego ingresar al xilema.

Las relaciones de la planta con el agua del medio (suelo y atmósfera) pueden ser adecuadamente comprendidas e interpretadas si se considera que a través de todo el sistema suelo-planta-atmósfera el agua presenta una continuidad, forma un continuo. Una analogía muy útil (si bien no exacta en todos sus aspectos) equipara el sistema suelo-planta-atmósfera a una serie de resistencias por las que fluye una corriente obedeciendo a diferencias de potencial (Figura 76).

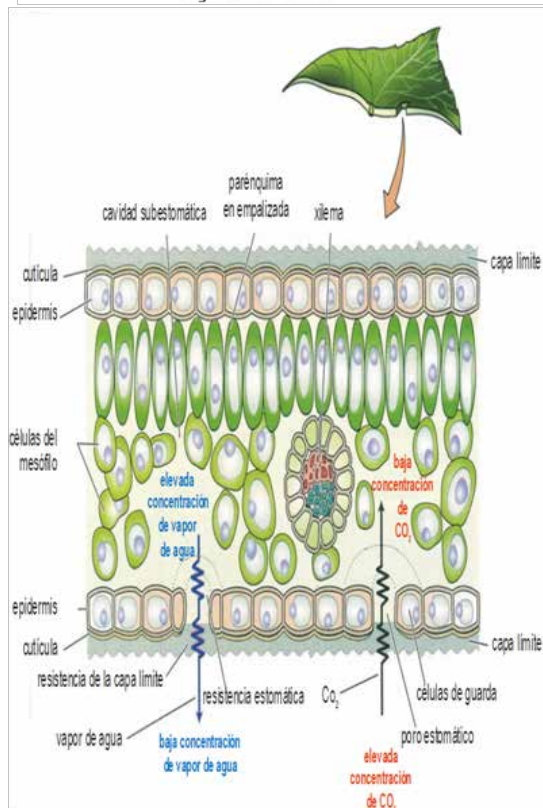
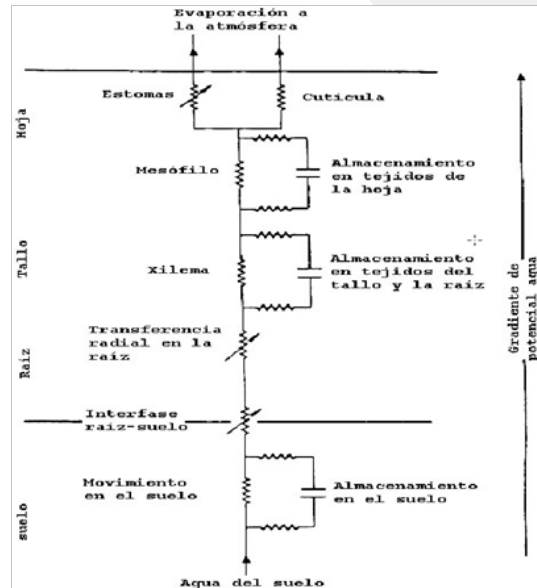


FIGURA 76. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL PASAJE DE AGUA A TRAVÉS DE LA PLANTA, DESDE EL SUELO HACIA LA ATMÓSFERA INDICANDO LAS PRINCIPALES RESISTENCIAS Y LOS SITIOS DE ALMACENAMIENTO

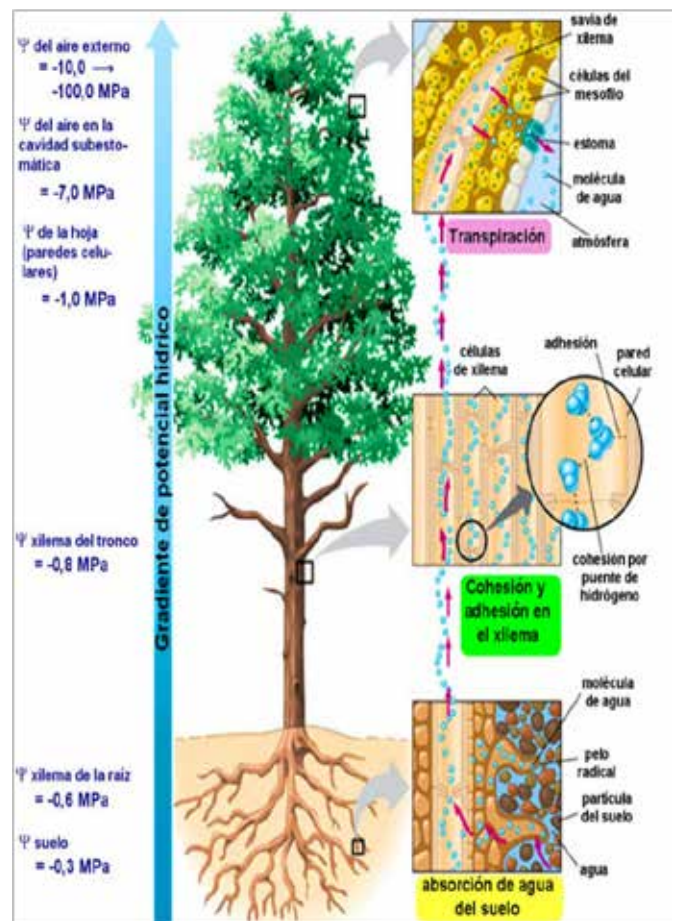


FIGURA 77. POTENCIALES DEL AGUA DEL SUELO Y LA PLANTA

2- Vía apoplasto: En la cual el agua ingresa por paredes de epidermis, se traslada entre las paredes de las células parenquimatosas de la corteza, atravesando finalmente las células de la endodermis, las bandas suberificadas de Kaspari y el periciclo, para luego ingresar al xilema.

Los mecanismos principales de ingreso de agua a la raíz son pasivos: incluyen difusión, flujo masal y osmosis.

En cada segmento del sistema, el flujo es directamente proporcional a la diferencia de potencial existente entre los extremos e inversamente proporcional a la resistencia del segmento (Figura 77).

EL SISTEMA RADICAL

Dado un mismo suelo con el mismo perfil de contenido de humedad del suelo (θ) y siendo uniformes las otras condiciones ambientales, la cantidad de agua extraída dependerá, en buena medida, de la distribución de las raíces en el suelo y el mínimo potencial agua, compatible con el funcionamiento continuado de la planta, que puede desarrollarse en sus tejidos (Figura 78).

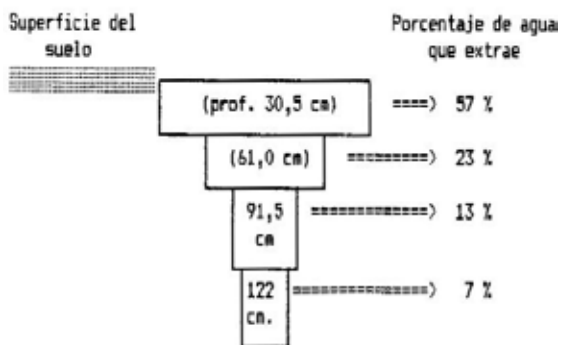


FIGURA 78. EXTRACCIÓN DEL AGUA DEL SUELO

La densidad de raíces es una variable muy utilizada en la descripción de la estructura del sistema radical, y por lo general se expresa en unidades de cm lineal de raíz por

cm³ de suelo (cm/cm³). En el caso sencillo de un cultivo o cubierta de vegetación uniforme en el plano horizontal, interesa la forma en que este atributo varía con la profundidad. En el caso de la mayoría de las plantas cultivadas, la mayor densidad de raíces, se halla en los primeros 15-20 cm del suelo y decrece rápidamente con la profundidad. Los gradientes de aireación y disponibilidad de nutrientes y los cambios de impedancia (resistencia a la penetración) con la profundidad del perfil son factores importantes en la determinación de esta distribución vertical. La presencia de estratos compactados por el efecto de las labranzas y el movimiento de maquinaria (pie de arado) pueden hacer aún más notoria la restricción de las raíces a las capas subsuperficiales (Figura 79).

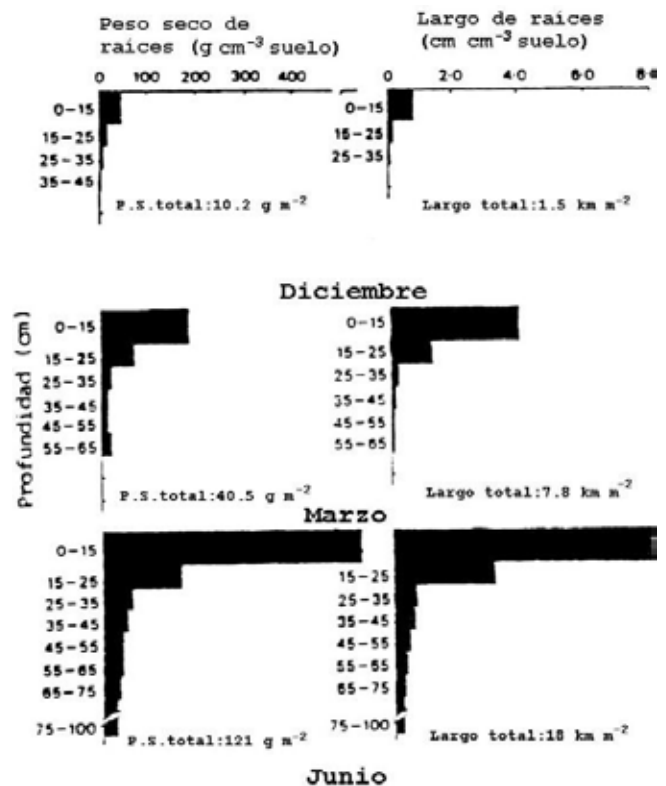


FIGURA 79. CRECIMIENTO RADICAL (PESO SECO Y LARGO DE RAÍCES) EN TRES ETAPAS DEL CRECIMIENTO DE TRIGO, CULTIVADO SOBRE SUELO FRANCO A DIFERENTES PROFUNDIDADES

RIZOSFERA

La rizósfera (Figura 81) provee un complejo y dinámico microambiente, donde las bacterias y hongos, en asociación con las raíces, forman comunidades únicas que tienen considerable potencial para la detoxificación (liberación de toxinas) de compuestos orgánicos nocivos.

La detoxificación puede resultar en la degradación, mineralización o polimerización de los tóxicos en la rizósfera. Estos procesos de detoxificación dependen no sólo de la microbiota de la rizósfera, sino también de las características de la planta huésped, propiedades del suelo y condiciones ambientales.

Es una zona de interacción única y dinámica entre raíces de plantas y microorganismos del suelo. Esta región especializada, está caracterizada por el aumento de la biomasa microbiana y de su actividad.

La comunidad de la rizósfera consiste en una microbiota (bacterias, hongos y algas) y una micro y mesofauna (protozoos, nematodos, insectos y ácaros). La micro y mesofauna en procesos de descomposición en ecosistemas, contribuyen significativamente con el catabolismo de sustancias nocivas en la rizósfera (Figura 80).

Las dimensiones físicas y la actividad microbiana en la rizósfera depende de factores específicos al sitio y a la planta, como por ejemplo los referidos a las especies, edad y vigor de las plantas



FIGURA 80. RIZOSFERA DEL CULTIVO DE PAPA



FIGURA 81. RIZÓSFERA DE UNA PLANTA

RIZÓSFERA ACIDIFICADA

La aplicación de pesticidas y fertilizantes afectan bastante a la población de la rizosfera, tanto en su cantidad como en la presencia de especies concretas. Si bien la fertilización mineral, aplicada con mesura, suele tener un efecto beneficioso respecto la población microbiana, propiciando su desarrollo, altera la proporción de las especies presentes. Por lo que respecta a la mesofauna, generalmente se ve perjudicada por la toxicidad y salinidad puntualmente propiciadas (Figura82).

CRECIMIENTO DE MICRO ORGANISMOS CONFORME SE ALEJA DE LA RAÍZ

Sin considerar a los insectos, en el suelo deben convivir, por una parte, las raíces de las plantas, en competición por los recursos y por otra parte una enorme cantidad de microorganismos. Estos aumentan en número relativo en la cercanía de las raíces. Por lo que respecta a la convivencia entre plantas, a medida que aumenta la proximidad entre raíces, la competencia por el espacio, y por tanto por agua y alimento, se hace mayor. En la zona común que engloba la rizosfera de ambos vegetales, la emisión al suelo de sustancias alelopáticas está justificada. En ocasiones, a través de las micorrizas hay una cierta conexión entre raíces de diferentes plantas, por lo que entre otras sustancias, las alelopatinas pasan de uno a otro vegetal.

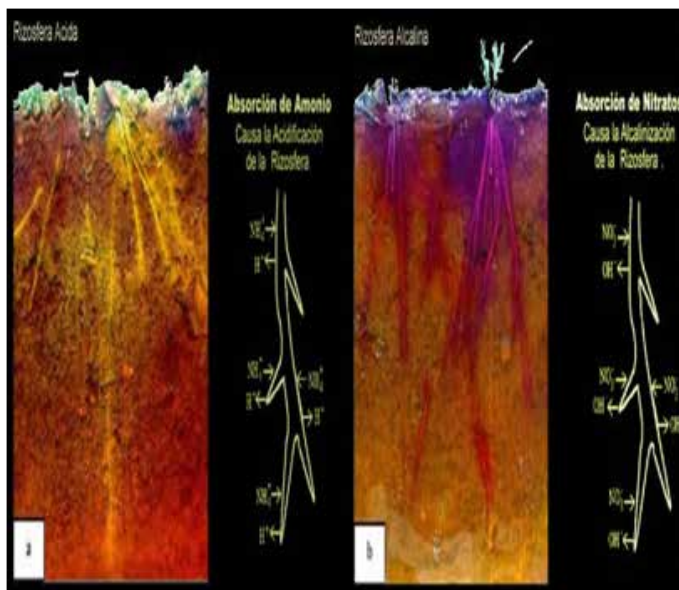
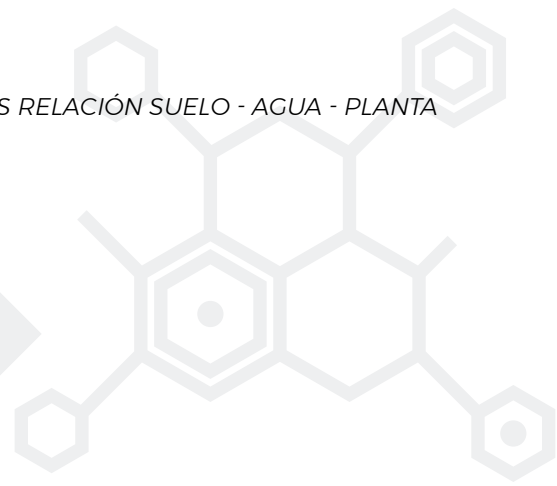


FIGURA 82. COMPARACIÓN DE LA APLICACIÓN DE NITRATOS Y AMONIOS CON RESPECTO A LA ACIDIFICACIÓN DEL SUELO

Respecto a los microorganismos (Figura 83), en la proximidad de las raíces suele hallarse gran cantidad de bacterias con mayor o menor especificidad respecto dicha zona del suelo. Se comprueba la importancia de las relaciones entre plantas y otros organismos en la rizosfera. Por ejemplo, en una experiencia de inoculación bacteriana en el suelo previamente esterilizado de un cultivo de trigo, se observó

¿Cómo? la presencia de *Azotobacter chroococcum*, *Azospirillum brasilense*, o *Streptomyces mutabilis*, incrementaba el crecimiento de las plantas. Además de estimular el crecimiento de las plantas, se observó que la presencia bacteriana aumenta la cantidad de nitrógeno, fósforo y magnesio, así como de azúcares en los tallos de trigo. También se observó que la cantidad de ácido indol acético en los tallos de trigo y en la rizosfera aumentaba.



GASES EN LA RIZÓSFERA

En la rizósfera también se da una producción de gases, como son el metano, el hidrógeno y el anhídrido carbónico. En el caso del arroz, el metano se sintetiza principalmente en la zona de la rizósfera pero no en las raíces, mientras que el hidrógeno y el anhídrido carbónico son liberados tanto por parte de los microorganismos como de las raíces. El comportamiento de los gases en la rizósfera y en el suelo en general es poco conocido, pero puede deducirse de su estructura química. Así por ejemplo, las moléculas de poco peso molecular y poca polaridad deben distribuirse por la atmósfera del suelo mediante procesos de difusión. En cambio, es muy probable que las moléculas mayores y/o con polaridad sean adsorbidas con mayor o menor fuerza por la materia orgánica, y en los lugares de intercambiocatiónico.

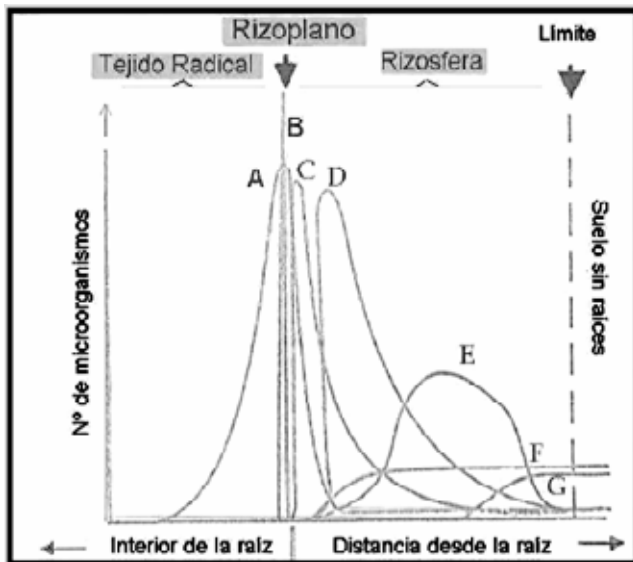

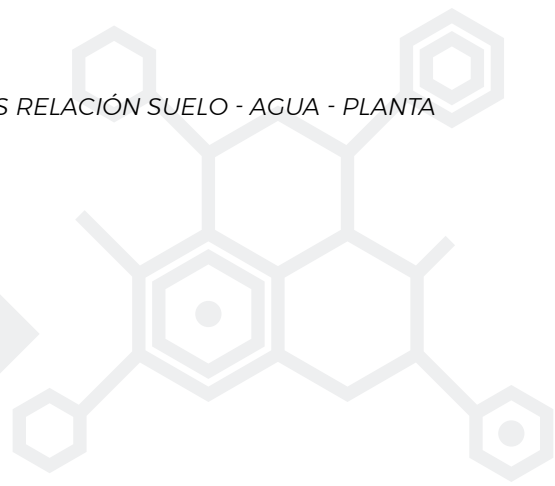


FIGURA 83. UBICACIÓN DE 7 TIPOS DE MICROORGANISMOS CONFORME SE ALEJA LA DISTANCIA O SE ACERCA LA DISTANCIA A LA RAÍZ.



*La ciencia que
sirve para hacernos
orgullosos y que
degenera en pedantería
no vale más que para
deshonrarnos.*

San Francisco de Sales (1567-1622)



RELACIÓN: SUELO - AGUA

POTENCIAL HÍDRICO EN EL SUELO

El agua en el suelo siempre tiene una energía determinada, que depende de la cantidad de agua del suelo y de las fuerzas que actúan sobre ella. Se llama "potencial hídrico total (Ψ)" a la energía libre por mol de agua, es decir a la capacidad de realizar trabajo del agua.

Los campos de fuerza actúan disminuyendo la energía libre del agua o capacidad de desplazarse; de esta forma si al agua se le agregan solutos, estos interactúan con ella, disminuyendo la energía libre del agua. El agua pura a una altura de referencia y presión de 1 atm siempre tiene un potencial hídrico total de cero. A medida que se le resta energía libre su potencial se hace más negativo. El potencial hídrico se puede expresar como la suma de sus componentes (campos de fuerza que quitan energía al agua)

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_p + \Psi_m + \Psi_s \quad (45)$$

Donde:

Ψ_g = potencial gravitacional

Ψ_p = es potencial de presión

Ψ_m = es potencial mátrico

Ψ_s = es potencial de solutos o también conocido como potencial osmótico (Ψ_o).

Las unidades de potencial hídrico pueden ser expresadas en base a : J/kg, cbar, MPa, cmca y mca

Potencial gravitacional (Ψ_g) : Es el trabajo que se realiza al trasladar una cantidad infinitesimal de agua respecto a un nivel de referencia. Este potencial dependerá de un nivel de referencia, pudiendo ser positivo o negativo, sobre o bajo el nivel de referencia respectivamente.

Potencial de presión (Ψ_p) : Está referido a la presión atmosférica. Pudiendo ser positivo (en la presencia de una columna de agua por nivel freático) o negativo (disminución de la energía del agua por la matriz del suelo y estado de succión de agua en el suelo).

Potencial mátrico (Ψ_m): Es la reducción de energía libre del agua debido a las fuerzas de cohesión y adhesión entre moléculas de agua-agua y agua-sólido. Debido a que en la matriz del suelo existen poros con aire y agua se produce un fenómeno que se conoce como tensión superficial. La magnitud en que disminuye la energía libre es función del radio efectivo de los poros, a mayor radio efectivo mayor es el potencial mátrico y viceversa. Se mide con tensiómetros o con bloques de yeso. Su valor es cero o negativo.

Potencial de solutos (Ψ_s) o potencial osmótico (Ψ_o): Es la reducción de energía libre del agua debido a la presencia de solutos como sales disueltas en el agua del suelo.

CONSTANTES PARA DEFINIR LA RETENCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO

Las plantas transpiran cantidades de agua como mecanismo para equilibrar su balance energético. La cantidad de agua transpirada es aportada por el suelo y absorbida por las raíces.

Donde:

V_t = volumen total

V_a = volumen de suelo

V_w = volumen de agua

V_f = volumen gaseoso

V_s = volumen de sólidos

M_a = masa de aire

M_w = masa de agua

M_s = masa de sólidos

M = masa total

El suelo está formado de partículas de diferentes tamaños y formas. En la mayoría de los suelos las partículas están ligadas entre sí, formando unidades más grandes denominadas agregados (que forman la estructura del suelo). Entre los agregados se encuentran los poros. La porosidad total del suelo (porcentaje del volumen de los poros en relación al volumen total del suelo) varía entre 35% - 40% en los suelos arenosos y livianos, es de aproximadamente 50% en los suelos medianos y puede alcanzar el 60% en los suelos pesados con una buena estructura (Figura 84). El tamaño de los poros varía ampliamente.

Por ejemplo, su diámetro en el caso de suelos pesados fluctúa entre 10 cm (en grietas) y 0.1 micras. Por motivos prácticos los poros se dividen en tres tamaños: macroporos, mesoporos y microporos. En los suelos pesados y con mala estructura o sin estructura la mayoría de la porosidad está compuesta por micro y mesoporos en tanto que en los suelos arenosos los poros "grandes" o macroporos son los que más contribuyen a la porosidad total (Cuadro 18).

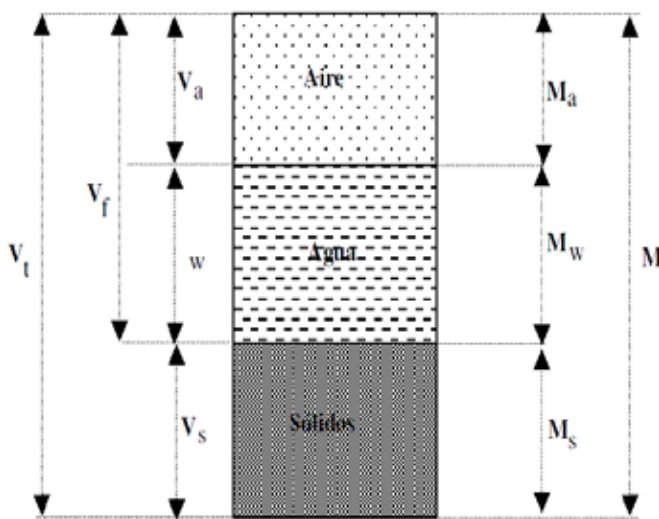


FIGURA 84. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES DEL SUELO

El suelo, además de proporcionar anclaje para la planta, es el medio en el cual se almacena el agua, el oxígeno y el dióxido de carbono que absorben las raíces. En su estructura existen partículas muy pequeñas que constituyen un depósito de nutrientes, los cuales se intercambian con la solución del suelo, pudiendo llegar así, a ser absorbidas por las raíces de las plantas. Además, el suelo contiene una población microbiana y materia orgánica en diferentes estados de descomposición

CUADRO 18. CARACTERÍSTICAS FUNCIONALES DEL SISTEMA POROSO EN RELACIÓN AL TAMAÑO Y ESTADO DE ENERGÍA DEL AGUA

Tipo	Tamaño (micra)	Tension (atm)	Función
Macroporos	>60	<0.05	Aireacion; Infiltracion; Conduccion Saturada
Mesoporos	60-10	0.05-0.33	Conduccion lenta
Mesoporos	10-0.2	0.33-15	Almacenaje
Microporos	<0.2	>15	Aguanodisponible

En los suelos arenosos, el sistema de poros es estable y casi permanentes (a excepción de los mecanizados). En los suelos pesados, el tamaño de los poros cambia debido a las variaciones en la humedad del suelo, lo que produce en ellos contracciones y expansiones (en arcillas expansivas) como el caso de los vertisoles. En la capa superior del suelo, de 30 cm, los cambios producidos en la estructura de los poros, son debidos a acciones de preparación de suelos, macro y micro fauna y flora del suelo. Las raíces de los diferentes cultivos agrícolas, influyen sobre la estructura de los poros, en los estratos más profundos, principalmente en cultivos de raíces profundas.

En el sistema poroso del suelo se forman tubos capilares en el contacto entre las partículas por los que asciende el agua y queda retenida (Figura 85 y 86).

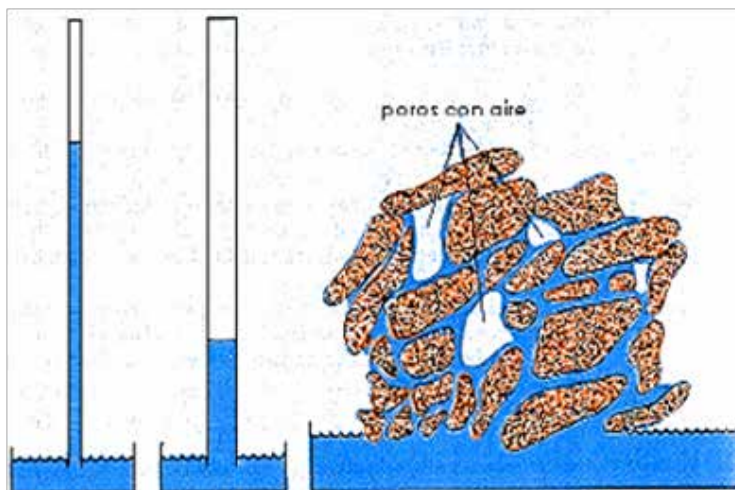


FIGURA 85. ASCENSO CAPILAR Y COMPARACIÓN CON EL SISTEMA POROSO

Capilares: el efecto se puede demostrar colocando un fino tubo capilar sobre una superficie de agua libre. El agua asciende por el tubo, tanto más delgado sea.

De la composición de los tamaños y cantidades relativas de las partículas del suelo y de la estructura del suelo en suelos minerales, son los principales agentes que determinan la porosidad total, la distribución y continuidad de los poros. Las características del sistema de poros, la porosidad total, el tamaño de los poros individuales, distribución, continuidad y su estabilidad, ejercen una gran influencia sobre la planta que crece en el suelo, ya que existe en estos poros agua (solución del suelo) y aire, los que se mueven dentro de ellos y las raíces que crecen allí.

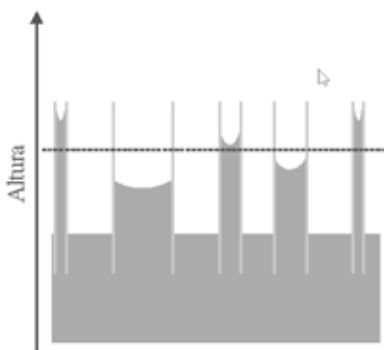


FIGURA 86. ASCENSO CAPILAR SEGÚN EL DIÁMETRO DEL CAPILAR

A una humedad del suelo determinada los poros grandes estarán llenos de aire y los pequeños de agua. Las raíces que crecen en los poros grandes hacen contacto con el agua, siendo absorbida al llenar los poros capilares. El intercambio de aire en el suelo (importante para la respiración adecuada de las raíces) es expulsado a través de los grandes poros que a su vez, están llenos de aire y abiertos a la atmósfera.

PORCENTAJE DE SATURACIÓN (CAPACIDAD MÁXIMA DE RETENCIÓN)

Representa la máxima cantidad de agua que puede retener un suelo, sin permitir la presencia de agua libre. En otras palabras, es la cantidad máxima de agua que el suelo puede almacenar cuando todos sus macro y microporos están ocupados por la fase líquida.

CAPACIDAD DE CAMPO (CC)

Se entiende como el contenido de agua o humedad retenido en el suelo después de haber drenado libremente durante 24 (suelos livianos) ha 48 horas (suelos pesados) de un riego o una lluvia abundante o después de haber sido saturados, cuando el drenaje debido a las fuerzas de gravedad resulta despreciable. En otras palabras representa el contenido máximo de agua (límite superior del agua disponible en el suelo) retenido en el suelo en contra de la fuerza de gravedad en la cual la mayoría de la macroporosidad está ocupada por aire. Se ha considerado al término "Humedad Equivalente" como un índice de capacidad de campo que corresponde aproximadamente a una tensión de humedad de $1/3$ (0.3333) de atmósfera (340 cmca o 2.5 pF aproximadamente). Esta definición induce a error ya que los intentos de correlacionar la capacidad de campo con una tensión de humedad determinada ignora el hecho de que en un perfil de suelo la condición de humedad no solo depende de las fuerzas de retención del agua, sino también de las propiedades de transmisividad del agua a lo largo del perfil del suelo (Cuadros 19, 20 y Figura 88 y 89).

Si no hay influencia de la capa freática, se supone que la capacidad de campo puede obtenerse aproximadamente con una tensión de 100 a 200 cm de agua. Con una capa freática poco profunda la tensión a capacidad de campo (cm de agua) puede igualar a la altura (cm) de la profundidad de esa capa freática, como por ejemplo si el nivel freático se encuentra a 80 cm por debajo del punto en estudio, la capacidad de campo se presentará a 80 cm de succión. La capacidad de campo se puede estimar:

- 1- Por medidas de la variación de humedad del suelo en el campo cada 6 u 8 horas encontrando que en el momento en que es casi constante la pérdida de agua por el paso del drenaje rápido al drenaje lento (despreciable) se considera la humedad de capacidad de campo.

2- Uso de ollas de presión.

3- Conocimiento de los porcentajes de arenas limos y arcillas donde:

$$CC = 0.6382 * \% \text{ arcilla} + 0.2845 * \text{ limo} + 0.0507 * \% \text{ arena} \quad (46)$$

4- Conocimiento del punto de marchitez permanente donde:

$$CC = 2.0421 * PMP - 2.3823 \quad (47)$$

5- Conocimiento del punto de saturación (PS) donde: $CC = (PS / 1.84) - 0.48$ (48)

PUNTO DE MARCHITES PERMANENTE (PMP)

Se entiende como el contenido o condición de humedad en el suelo límite por debajo del cual las hojas de las plantas sufren una reducción permanente de su contenido de humedad (marchitez), ya que las plantas no son capaces de extraer agua del suelo debido a un aporte deficiente de agua del suelo. Viene a corresponder al contenido de agua inferior (límite inferior del agua disponible en el suelo) retenida por las fuerzas capilares de la matriz del suelo absorbibles por las raíces de las plantas. El punto de marchitez permanente se estima que se encuentra entre 10 y 20 atm, considerándose un valor promedio de 15 atm, por lo cual se considera una buena aproximación del punto de marchitez permanente el contenido de humedad de un suelo inicialmente húmedo llevado a una condición de equilibrio con una presión de 15 atm (15,849 cmca o pF = 4.2 aproximadamente) (Cuadros 19, 20 y Figura 88 y 89).

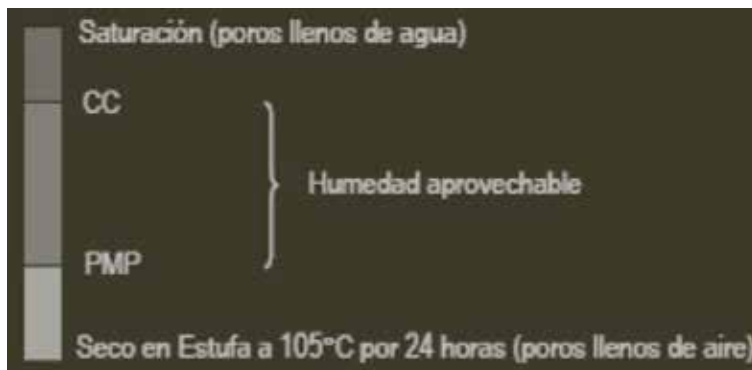


FIGURA 87. HUMEDAD APROVECHABLE O AGUA ÚTIL

EL PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE SE PUEDE ESTIMAR

1- por medio de medidas de campo utilizando plantas

2- ollas de presión

3- conociendo el punto de capacidad de campo: $PMP = 0.4897 * CC + 1.1666$ (49)

o también se considera para suelos arcillosos:

$$PMP = CC / 2.0 \quad (50)$$

$$\text{Suelos medios } PMP = CC / 2.1 \quad (51)$$

$$\text{Suelos livianos } PMP = CC / 2.2 \quad (52)$$

AGUA ÚTIL (AU)

Es el contenido de agua disponible para las plantas (Cuadro 19 y 20, Figura 87) y corresponde a la cantidad de agua que se encuentra entre capacidad de campo y el punto de marchitez permanente.

CUADRO 19. VALORES DE HUMEDAD DEL SUELO PARA DIFERENTES TEXTURAS DEL SUELO

Contenido de humedad en el suelo			
Textura del suelo	Capacidad de campo	Punto de marchitez permanente	Humedad disponible
Arenoso	9%	2%	7%
Arenoso-Franco	14%	4%	10%
Franco arenoso- limoso	23%	9%	14%
Francoarenoso + materia organica	29%	10%	19%
Franco	34%	12%	22%
Franco-arcilloso	30%	16%	14%
Arcilloso	38%	34%	14%
Arcilloso estructurado	50%	30%	20%

COEFICIENTE HIGROSCÓPICO (CH)

Corresponde a la cantidad de agua contenida en el suelo cuando éste está en equilibrio con la humedad del aire y cuando ha terminado el proceso de la evaporación. Este punto de porcentaje de agua en el suelo higroscópico puede ser sustraído mediante calentamiento en estufa a 110-115 °C durante 24-48 horas.

Agua higroscópica: corresponde al contenido de humedad en el suelo que se encuentra entre 31 y 10,000 atm.

POROSIDAD DE AIREACIÓN

También se denomina porosidad al aire, porosidad no capilar, capacidad de aireación o capacidad al aire, espacio poroso drenable y porosidad efectiva. Se define como la proporción de volumen total que se llena de aire bajounatensióndeterminadadehumedad. Laporosidadde aireación se toma generalmente como la suma de losgrandes poros drenados por una tensión no superior a 100 cm de columna de agua. Generalmente si la porosidad de aireación asciende a un 10 o un 15 % en volumen a 100 cm de columa de agua la aireación es satisfactoria para el crecimiento de lasplantas.

CUADRO 20. EJEMPLOS DE RANGOS DE CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO

Textura	CC.(%)	PMP.(%)
Arcillosa	23-46	13-29
Franco arcillosa	18-23	9-10
Franca	12-18	4-11
Franco arenosa	8-13	4-6

CONCEPTOS DE VARIABLES FÍSICAS DEL SUELO

DENSIDAD REAL

La densidad real (densidad de partículas) es la relación entre la masa de las partículas de suelo y el volumen que ocupan. Este concepto excluye el volumen del espacio poroso que existe entre las partículas sólidas. La densidad real se calcula con la siguiente fórmula:

$$pp = \text{masa del suelo seco} = ms$$

$$\text{Volumen de partículas sólidas del suelo } Vp \quad (53)$$

Donde:

pp = densidad real de partículas del suelo (g/cm^3)

ms = masa del suelo seco (g)

vp = Volumen de partículas sólidas del suelo (cm^3)

La densidad real de los suelos minerales varía de 2.6 a 2.9 g/cm^3 , es común utilizar 2.65 g/cm^3 como densidad real del suelo.

DENSIDAD APARENTE

La densidad aparente del suelo es la relación entre la masa del suelo y el volumen total que ocupa, es decir, se incluye el espacio poroso existente entre las partículas sólidas (Narro, 1994). La densidad aparente se calcula con la siguiente fórmula:

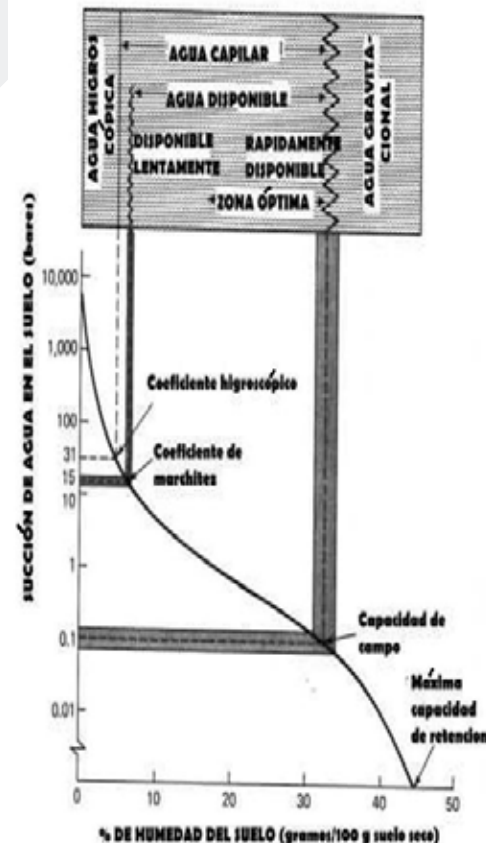


FIGURA 88. HUMEDAD DE UN SUELO FRANCO RELACIONADO A LOS DIFERENTES TÉRMINOS USADOS PARA DESCRIBIR AGUA EN EL SUELO

$$pa = \frac{\text{masa del suelo seco}}{\text{Volumen aparente del suelo } Va} = ms$$

Donde:

pa = densidad aparente del suelo (g/cm^3)

ms = masa del suelo seco (g)

va = Volumen aparente del suelo (cm^3)

Un incremento de la densidad aparente del suelo, refleja un incremento de la compactación y una disminución del espacio poroso del suelo. La densidad aparente varía de 1 g/cm³ en suelos arcillosos, orgánicos y bien estructurados, hasta alrededor de 1.8 g/cm³ en suelos arenosos compactados.

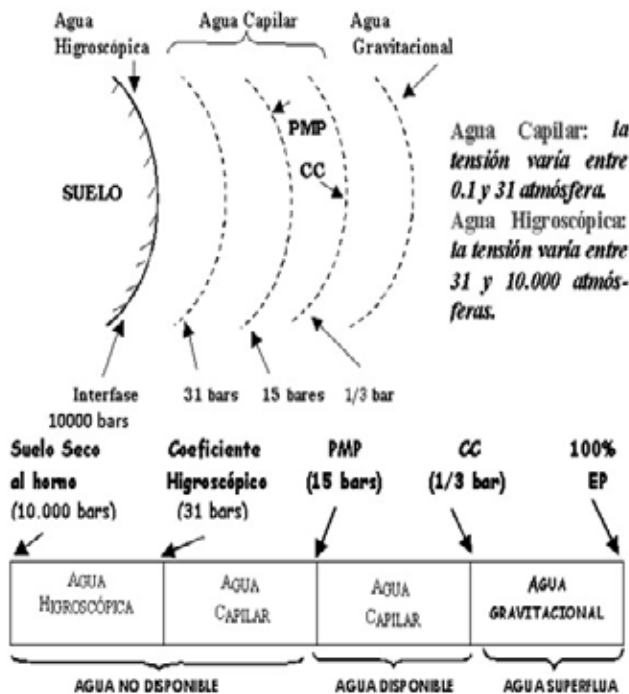


FIGURA 89. COEFICIENTES DE AGUA EN EL SUELO, SUS VALORES DE SUCCIÓN Y LOS TIPOS DE AGUA EN EL SUELO QUE REPRESENTAN

POROSIDAD

Más que conocer el porcentaje de poros, es más importante conocer el tamaño y la forma de los poros. En términos del movimiento del agua en el suelo se distinguen poros de transmisión (macroporosidad) mayores de 50 µm, poros de almacenamiento (mesoporosidad) entre 0.5 y 50 µm y la porosidad residual formada por poros muy finos (microporosidad) y huecos ocluidos (cavidades). La geometría de los poros y de sus interconexiones es la que controla el comportamiento del agua, y proporciona mayor información acerca de los procesos de transferencia y la vida en el suelo.

Se calcula a partir de la densidad aparente y la densidad real, de acuerdo a la siguiente relación:

$$Pr = \frac{\text{volumen poroso total}}{\text{Volumen aparente del suelo}} = \left(\frac{1 - pa}{pb} \right) * 100$$

Donde:

Pr = Porosidad del suelo (%)

pa = densidad aparente(g/cm³)

pb = densidad real de partículas (g/cm³)

DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO Y FORMA DE EXPRESARLO

En condiciones normales el espacio poroso que presentan los suelos en parte está ocupado por agua con sustancias disueltas (sales y gases) y en parte por una mezcla de diversos gases (entre ellos vapor de agua) que se conoce como "aire del suelo". El agua, como tal también se encuentra formando parte de la estructura cristalina de algunos minerales de la fase sólida del suelo, pero tan fuertemente retenida que se requieren temperaturas muy altas para liberarla. Para la mayoría de los fines prácticos, se entiende por agua del suelo la que puede ser extraída por desecación a una temperatura que varía entre 105 y 110°C.

El contenido de agua del suelo se puede expresar en base a masa seca (humedad gravimétrica), en base a volumen (humedad volumétrica), o como lámina de agua.

El porcentaje de humedad en base a peso (Figura 90) llamado humedad gravimétrica se calcula mediante la fórmula:

$$Hv = \left(\frac{Vsh - Vss}{Vss} \right) * 100 \text{ (cm}^3/\text{cm}^3) \text{ ----(57)}$$

Donde:

Hg = porcentaje de humedad en peso o porcentaje de humedad gravimétrica (%)

Psh = peso de la muestra de suelo húmeda (g)

Pss = peso de la muestra de suelo después del secado al horno (g).

Ejemplo de cálculo:

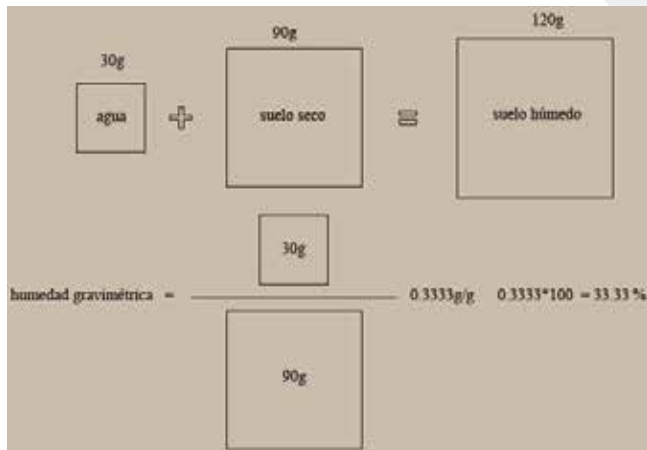


FIGURA 90. HUMEDAD GRAVIMÉTRICA

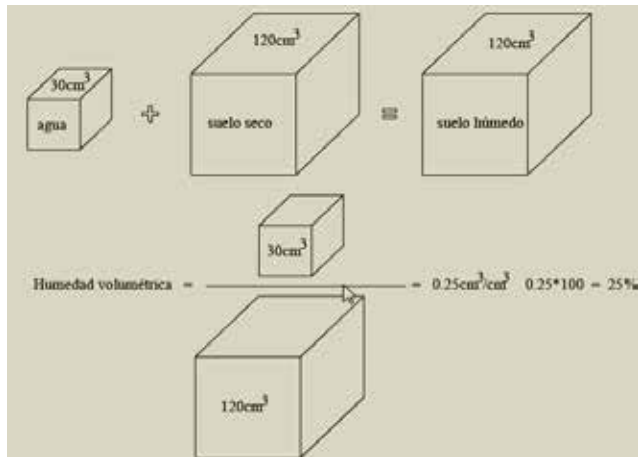


FIGURA 91. HUMEDAD VOLUMÉTRICA

El porcentaje de humedad en volumen (Figura 91) llamado porcentaje de humedad volumétrica se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$H_v = \left(\frac{P_{sh} - P_{ss}}{P_{ss}} \right) * 100 \text{ (g/g)} \text{ ----(56)}$$

Donde:

Hv = porcentaje de humedad volumétrica (%)

Vsh = volumen de la muestra de suelo húmeda (g)

Vss = volumen de la muestra de suelo después del secado al horno (g).

Corrientemente la humedad volumétrica por facilidad no se determina directamente, sino por medio del porcentaje de humedad gravimétrica (en peso) y la densidad aparente de la muestra de suelo. El cálculo se efectúa por medio de la fórmula:

$$H_v = H_g * D_{ap} \text{ (58)}$$

Ejemplo de cálculo: Encontrar el porcentaje de humedad en volumen

Dados:

Porcentaje de humedad en peso, $H_g = 16\%$ y $\rho_a = 1.4 \text{ (g/cm}^3\text{)}$

Solución:

Usando la fórmula:

$$H_v = H_g * D_{ap} = 16 * 1.4 = 22.4\%$$

Para estimar la cantidad de agua en m³ por hectárea en una capa determinada de suelo se entiende como el ejemplo anterior que el 22.4% de humedad calculado significa que en 100 m³ de suelo hay 22.4 m³ de agua.

La superficie de una hectárea (10,000 m²) multiplicada por el espesor de 1 cm (0.01 m) de capa de suelo da un volumen de 100 m³ de suelo. Para calcular el número de m³ de agua por hectárea en una determinada capa de suelo, deberá tomarse una muestra representativa del mismo y con el Hv encontrado multiplicado por el número de centímetros (n) de espesor de la capa de suelo, se recurrirá a la ecuación:

$$D = Hv * n \quad (59)$$

D = Metros cúbicos (m³) de agua por hectárea para la capa considerada

Hv = Porcentaje de humedad en volumen

n = Número de centímetros de espesor de la capa de suelo Ejemplo de cálculo:

- 1- Dado: Que, en una capa de 30cm de espesor hay un 22.4% de humedad en volumen(Hv).

Calcular: Cantidad de agua en m³ por hectárea (ha) de dicha capa.

Solución:

$$D = Hv * n$$

$$D = 22.4 \% * 30 \text{ cm}$$

$$D = 672 \text{ m}^3/\text{ha}$$

- 2- Un suelo con una profundidad radicular media de 60 cm. y una densidad aparente de 1.3 tiene una capacidad de campo de 25 % y un punto de marchitez de 11.0 %. Calcular el agua utilizable por las plantas en mm.

Solución:

$$\text{Volumen de } 1 \text{ m}^2 \text{ de ese suelo} = 1 \text{ m}^2 \times 0.6 \text{ m} = 0.6 \text{ m}^3 = 600 \text{ dm}^3$$

$$\text{Masa de } 1 \text{ m}^2 = \text{volumen} * \text{densidad} = 600 \text{ dm}^3 * 1,3 = 780 \text{ kg}$$

$$\text{Agua utilizable por las plantas} = 25\% - 11\% = 14\%$$

$$\text{Agua utilizable en } 1 \text{ m}^2 = 780 \text{ kg} * 0.14 = 109.2 \text{ kg} = 109.2 \text{ litros}$$

$$109.2 \text{ litros/m}^2 = 109,2 \text{ mm.}$$

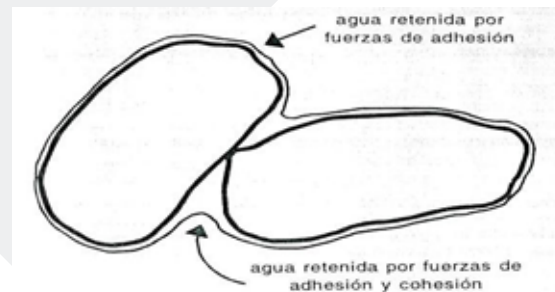


FIGURA 92. FUERZAS DE RETENCIÓN DE LA HUMEDAD EN EL SUELO

CAPACIDAD DE RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO

El hecho de saber la cantidad de agua que hay en el suelo, sin conocer otras características del mismo, no es relevante en problemas de relaciones agua-planta-suelo.

Por ejemplo, 15% de humedad en volumen, que significa que hay 450 m³/ha en una capa de 30 cm de espesor, representa un contenido de humedad elevado en suelos livianos, siendo esta humedad determinada uno o dos días después del riego. En suelos medianos, la misma cantidad de agua del suelo puede ser un mínimo para la planta (humedad para la cual las raíces cesan de absorber el agua del suelo); para un suelo pesado, esta cantidad de agua será menor que la humedad mínima de agua útil y en la práctica, sólo unos pocos centímetros de la parte superior, podrán secarse hasta tal punto.

El agua es atrapada en los poros del suelo, lo que se demuestra por el hecho de que, muchos días después del riego, se encuentra agua en el suelo.

Solución:

(1) La altura del agua en el tubo capilar, se obtiene:

$$h = \frac{0.15}{r} = \frac{0.15}{0.01} = 15 \text{ cm de altura de agua}$$

Solución:

(2) La tensión o presión negativa del agua, se calcula:

$$h = \frac{0.15}{r} = \frac{0.15}{0.01} = 15 \text{ cm de altura de agua}$$

Se observa que la altura del agua y la tensión son similares en magnitud, siendo estos equivalentes donde la altura de elevación es igual a la tensión o presión de succión (Figura 96).

Tomemos una esponja plástica con poros grandes y parejos y sumerjámosla en un recipiente con agua. Cuando la esponja es sacada del agua y mantenida horizontalmente, se producirá poco drenaje de agua, pero si la esponja es mantenida verticalmente, drenará una gran cantidad de agua.

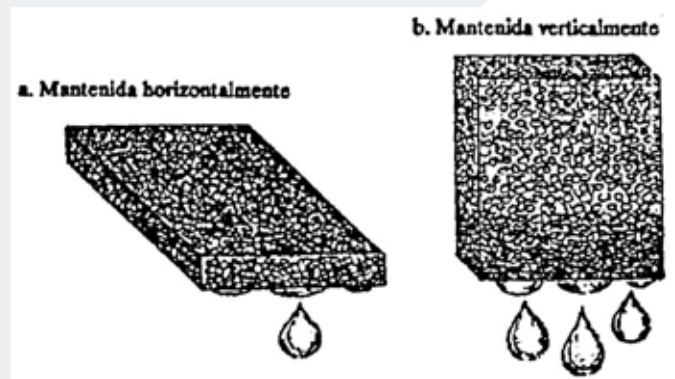


FIGURA 96. DRENAJE EN UNA ESPONJA SATURADA DE AGUA

Si el espesor (altura en la posición horizontal) es 2 cm y la longitud (altura en la posición vertical) es 15 cm ocurrirá que: al mantener la esponja en la posición horizontal, producirá una succión en los poros superiores equivalente a 2 cm de columna de agua y cuando la esponja está en posición vertical, se producirá en los poros superiores una succión igual a 15 cm de columna de agua, o sea una succión mayor. Se obtiene el radio de los poros más grandes que pueden sujetar el agua en contra de la acción de una columna suspendida de agua.

$$r = \frac{0,15}{h}$$

Suponiendo que el ángulo de contacto entre el agua y las paredes de la esponja es 0°, se calcula el tamaño del poro de la esponja.

Cuando h = 2 cm de agua:

$$r = \frac{0,15}{h} = \frac{0.15}{2} = 0.075 \text{ cm} = 0.75 \text{ mm}$$

Cuando h = 15 cm:

$$r = \frac{0.15}{h} = \frac{0.15}{15} = 0.01 \text{ cm} = 0.10 \text{ mm}$$

Puesto que la mayoría de los poros de la esponja son menores que 0.75 mm y mayores que 0.1 mm, la esponja podrá retener agua en sus poros bajo una succión de 2 cm de agua y será drenada bajo una succión de 15 cm de agua.

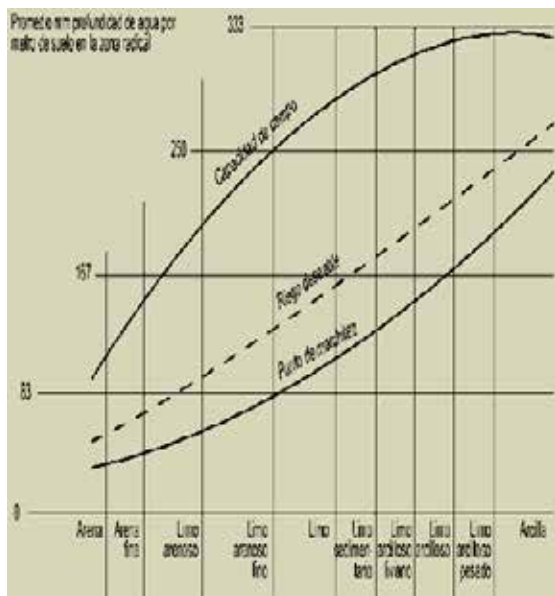


FIGURA 95. CAPACIDAD DE AGUA DISPONIBLE DE SUELOS DE DIFERENTES TEXTURAS

Tal como se ha expresado, existen en los suelos poros de diferentes tamaños, los que están conectados entre sí. Cuando el suelo está saturado de agua, o sea cuando todos los poros están llenos de agua, la succión del agua en los poros del suelo es cercana a 0 (presión atmosférica). Aplicando una "succión" a la solución del suelo, el agua es extraída de los poros grandes, los cuales no son capaces de retener el agua a una determinada "succión". Dichos poros al ir perdiendo el agua se van llenando de aire. La disminución continua del agua en los poros del suelo produce simultáneamente un aumento en la tensión del agua (o succión), en los poros que aún retienen agua.

CUADRO 21. VALORES DE TENSIÓN DE AGUA EN EL SUELO RESPECTO AL DIÁMETRO DE POROS

Tensión de humedad del suelo (cmca)	Tensión de humedad del suelo (mca)	Tensión de humedad del suelo (kg/cm ²)	Tensión de humedad del suelo (atm)	pF	Diámetro equivalente del poro micras	Puntos de humedad del suelo
1	0.01	0.001	0.01	0	3000	Saturado
3	0.03	0.003		0.477	1000	
5	0.05	0.005		0.699	600	
10	0,1	0.01		1	300	
30	0.3	0.03		1.477	100	
60	0.6	0.06		1.778	50	
100	1	0.1	0,1	2	30	
346	3.4	0.34	0.33	2.54	10	Capacidad de campo
500	5	0.5		2.7	6	
1000	10	1		3	3	
10000	100	10	10	4		
15849	158.49	15.849	15	4.2		Punto marchitez permanente
31623	316.23	31.623	31	4.4		Humedad higroscópica

LA CURVA DE RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO

Al aplicar succión o tensión a la solución del suelo, disminuye su humedad, existe por lo tanto una relación inversa entre la tensión del agua del suelo y su contenido de agua. La expresión gráfica de esta relación se denomina "Curva de retención del agua del suelo o curva de des absorción de agua del suelo" (Figura 97).

La tensión del agua del suelo se expresa en unidades de "tensión" o presión negativa, en g/cm², o mediante la altura de la columna de presión negativa, expresada en cmca (centímetros de columna de agua) o inclusive mca (metros de columna de agua), atmósfera, bar, centibar, milibar y otros.

Para determinar la curva de retención de agua en el laboratorio, están basados en:

La aplicación de "succión" a una muestra de suelo saturado que descansa sobre un elemento separador provisto de pequeñas perforaciones (Figura 97, 98, 100 y 101))

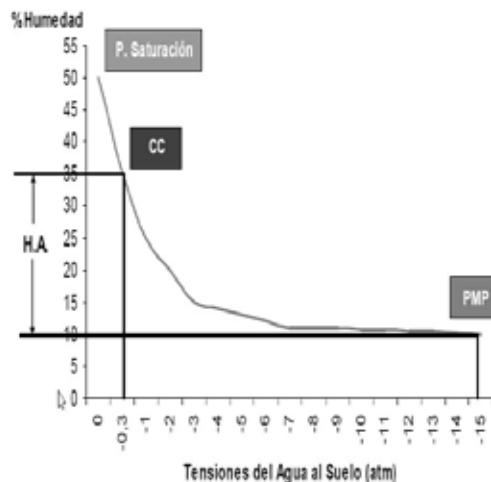


FIGURA 97. CURVA DE DES ABSORCIÓN DE AGUA EN EL SUELO

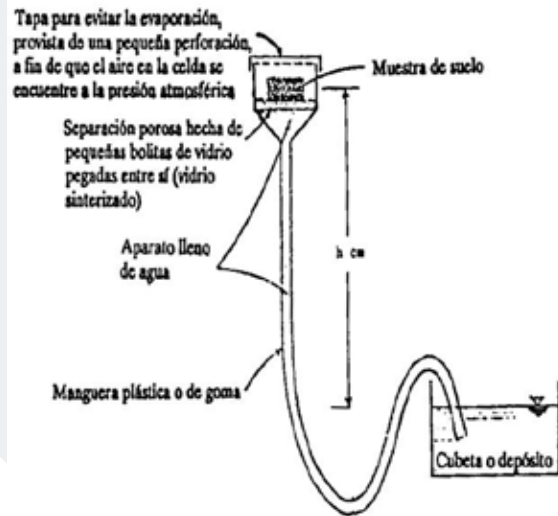


FIGURA 98. INSTRUMENTO DE LABORATORIO SINTER PARA DETERMINAR LA TENSION DEL AGUA DEL SUELO MEDIANTE EL PRINCIPIO DE SUCCION

En los instrumentos basados en la succión, el agua de la muestra es drenada, a consecuencia de la "succión", a través de las pequeñas perforaciones de la lámina porosa o en una succión de la matriz del suelo arenoso como en una mesa de succión. Se alcanza el equilibrio entre la tensión del agua en el suelo y la succión al cabo de 48 horas. Después de esto las muestras son extraídas y se determina el contenido de humedad para la tensión correspondiente. Es posible medir tensiones de hasta 0.33 atmósfera en las mesas de succión de caolinita y de 1 atm en el vacío de Torricelli mediante los instrumentos basados en el principio de succión.

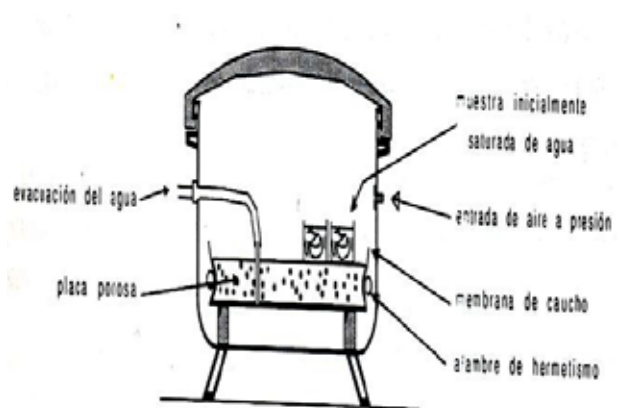


FIGURA 99. OLLA DE PRESIÓN CON SU PLATO DE PORCELANA

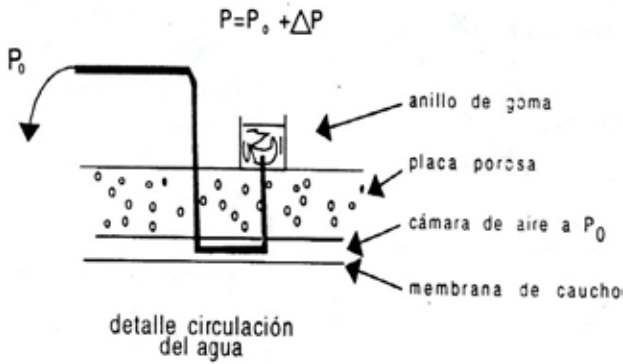


FIGURA 100. PLATO DE PORCELANA

Se debe aplicar el principio de presión de aire elevada para los casos en que la tensión de agua en el suelo es grande (agua contenida en los poros pequeños del suelo). Se puede realizar mediante instrumentos (ollas o placas de presión, membrana de presión) que permiten extraer el agua de la muestra saturada usando presión de aire (por encima de la presión atmosférica).

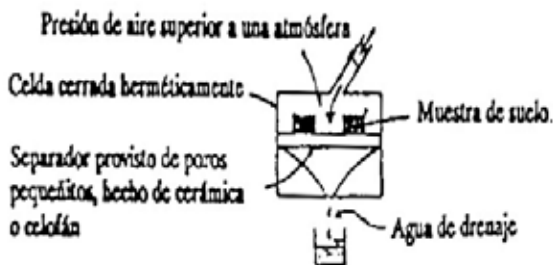


FIGURA 101. ESQUEMA DE INSTRUMENTO DE LABORATORIO PARA DETERMINAR LA TENSION DEL AGUA DEL SUELO USANDO PRESION

El trabajo con la olla de presión para determinar la humedad a alguna presión específica ubicada dentro del rango de trabajo de la misma (0 - 15 atm) se realiza en varias etapas.

- 1- Las muestras de suelo son depositadas sobre la placa y saturadas durante 24 horas.
- 2- Luego se tapa la celda y se introduce dentro de ella, aire comprimido (desde un tanque o mediante una compresora). Por ejemplo, si se desea conocer el contenido de humedad a 5 atmósferas,

se introducirá aire a dicha presión. La presión del aire expelerá el agua de los poros del suelo que no son capaces de retenerla a esta presión, a través de la separación porosa.

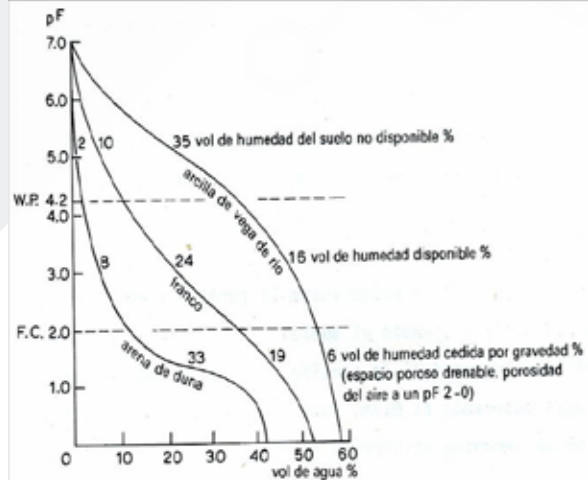


FIGURA 102. CURVAS DE DESABSORCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO CON PORCENTAJES VOLUMÉTRICOS DE HUMEDAD

- 3 Se alcanza el equilibrio que señala el término del drenaje producido por la presión aplicada después de 48 horas.
- 4 Se abre la celda después de esto, se sacan las muestras, se las pesa para conocer el contenido de humedad a la presión aplicada (que sería el peso húmedo) y se las introduce en el horno (que sería el peso seco), a fin de determinar luego sus contenidos de humedad.

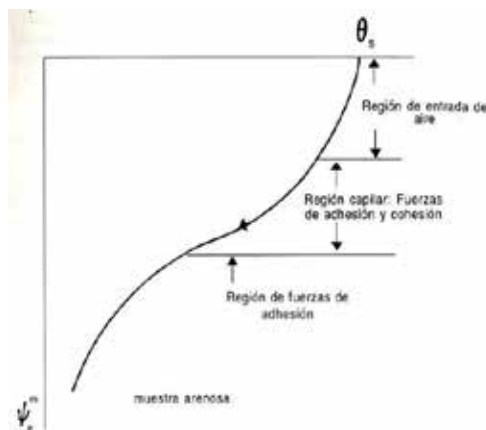


FIGURA 103. CURVAS DE DESABSORCIÓN DE HUMEDAD DEL SUELO CON RESPECTO A LAS REGIONES LAS FUERZAS QUE ACTÚAN EN EL SUELO

La forma de la curva de retención del agua del suelo expresa la distribución de los poros en aquellos suelos livianos cuyo volumen no se altera al variar la humedad. La curva de retención de los suelos pesados no presenta la distribución de los poros, ya que en ellos el volumen se altera con las variaciones de humedad. No obstante, la curva de retención de la humedad caracteriza al tipo de suelo.

Se presentan las curvas de retención de la humedad del suelo, para distintos suelos. La pendiente de la curva (razón entre la variación de tensión y la variación de humedad) para suelos arenosos y livianos será pronunciada (para más de una atmósfera) a consecuencia de las características de los poros, grandes en su mayoría, en tanto que en el caso de suelos medianos y pesados dicha pendiente es menor, por encima de una atmósfera (Figura 102 y 103).

La curva de retención de humedad del suelo incluye el rango de humedad usado por la planta (agua disponible). La curva de retención de humedad del suelo permite entender el significado que un determinado contenido de agua tiene para la planta lo que permite lograr una interpretación científica de la disponibilidad de agua para la planta, dentro del margen de aguadisponible.

Las curvas de retención de humedad de un suelo, son otra herramienta que permite determinar aproximadamente la cantidad de macro, meso y microporos de un suelo. Estas curvas relacionan directamente las fuerzas de retención o succión del agua en el suelo y la capacidad de las plantas para tomarla del mismo. Las curvas de retención de humedad junto con la porosidad total de un suelo, permiten calcular los porcentajes de los principales poros de un suelo de la siguiente manera:

$$\text{Macroporos} = \% \text{Poros} * \text{Total} - \% \text{HvCC} \text{ -----(60)}$$

$$\text{Mesoporos} = \% \text{Hv CC} - \% \text{HvPMP} \text{ -----(61)}$$

$$\text{Microporos} = \% \text{Hv} * \text{PMP} \text{ -----(62)}$$

Donde:

P. Total = Porosidad total (%)

%Hv. CC = Humedad volumétrica a capacidad de campo.

%Hv. PMP = Humedad volumétrica a punto de marchitez permanente.

Si se conoce la curva de retención de humedad de un suelo entonces se conoce el tipo de poros predominante. Otra determinación que puede dar información sobre problemas de compactación es la determinación de la conductividad hidráulica del suelo que es la capacidad del suelo saturado de permitir el movimiento de agua a través de sus poros. Esta determinación en los diferentes horizontes del suelo, sirve para evaluar la clase de permeabilidad de la parte del perfil que se moja durante la lluvia o riego.

HISTÉRESIS

En general la relación entre la tensión y el contenido de humedad en el suelo no es única. A una tensión intermedia dada, un suelo contendrá menos humedad si la tensión se alcanza humedeciendo un suelo seco que si se logra desecando el mismo suelo partiendo de un estado de saturación. A este fenómeno se llama histéresis (Figura 104 y 105).

El efecto de histéresis se puede dar debido a :

- 1- Los poros tiene mayor diámetro en sus aberturas. Un sistema poroso estará sólo completamente lleno de agua hasta una altura inversamente proporcional al diámetro de sus mayores poros. El sistema de poros llenos de agua no perderá ésta hasta que la tensión haya alcanzado un valor más elevado de acuerdo con las dimensiones de sus aberturas máspequeñas.
- 2- Variación en agregación debidas a una reordenación de las partículas de suelo humedeciendo o desecando
- 3- Aireatrapado

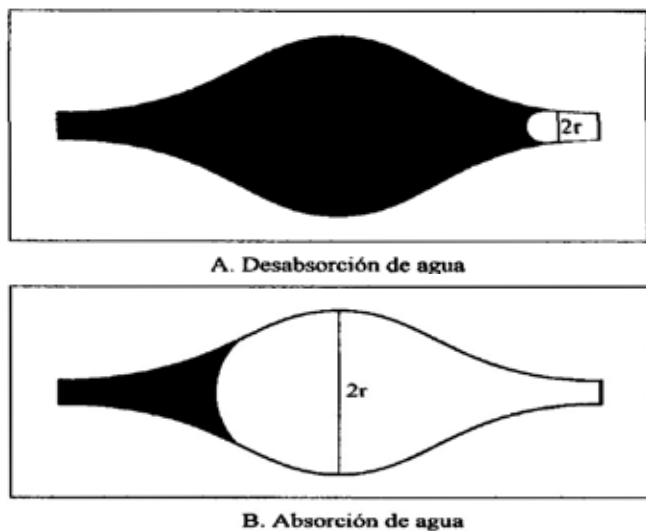


FIGURA 104. SECCIÓN TRANSVERSAL DE UN PORO ILUSTRANDO EL FENÓMENO DE HISTÉRESIS, AL PRESENTARSE EL LLENADO Y VACIADO DE HUMEDAD

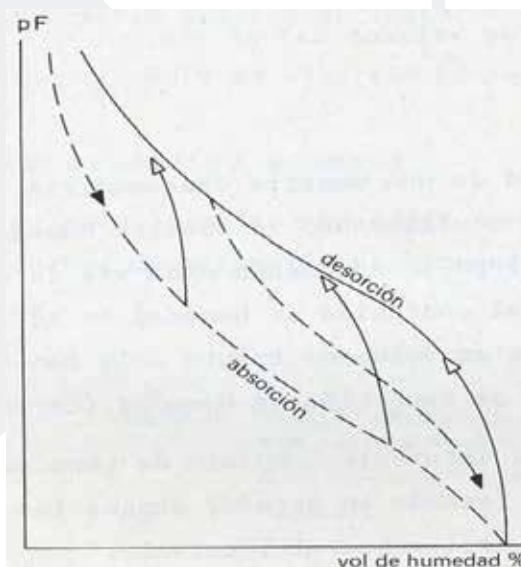


FIGURA 105. CURVAS DE DESABSORCIÓN Y ABSORCIÓN QUE MUESTRA LA HISTÉRESIS

Ejercicio:

Utilizando la olla de presión se obtuvieron los siguientes resultados para los suelos A y B:

Tension (cm H ₂ O)	Humedad volumetrica(%)	
	Suelo A	Suelo B
0	40	50
10	40	50
20	39	49
50	35	45
100	25	43
500	15	36
1000	7	20
10000	5	12

- a) Represente gráficamente la tensión respecto al contenido volumétrico de humedad
- b) Estimar el contenido volumétrico de humedad para los dos suelos a una tensión de agua de 1/3 bar y 15bar.
- c) ¿Cuál es la textura probable de ambossuelos?

MÉTODOS PARA ESTIMAR EL AGUA DEL SUELO

TENSIÓMETROS

Éstos está compuesto por un tubo de vidrio lleno de agua, sellado herméticamente con una punta de cerámica porosa en el extremo inferior y con una válvula medidora de vacío (vacuómetro) en el extremo superior, graduada en centibares.

Además este vidrio o plástico tiene un vacuómetro o medidor de presión negativa el cual va a medir el potencial mátrico a que se encuentra el agua en ese momento.

El rango de uso es de 0 - 0.8 bar porque en este punto se rompe la columna de agua dentro del tensiómetro que está en succión y se llena de burbujas de aire que comienza a entrar por la cápsula porosa (debido a la tensión) (Figura 106, 107 y Cuadros 22, 23).

Cuando se logra el equilibrio entre el agua del suelo y el agua del tensiómetro, en el sistema se mueve el agua tanto hacia fuera como hacia adentro del tensiómetro y dichos movimientos son marcados por el vacuómetro. El tensiómetro se debe calibrar para que las lecturas de succión del agua en el suelo también den el contenido de humedad en el suelo. El tensiómetro mide la succión o potencial mátrico del suelo cuando se equilibra a través de la copa porosa, con la humedad del suelo. El flujo genera una presión hidrostática negativa que queda indicada en el vacuómetro. Los tensiómetros son instalados en el campo, en íntimo contacto con el suelo y las mediciones se realizan periódicamente.

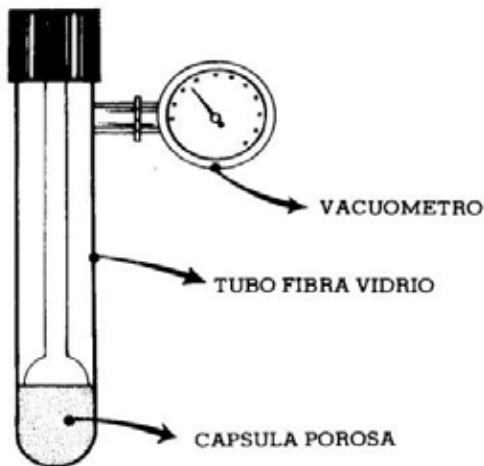
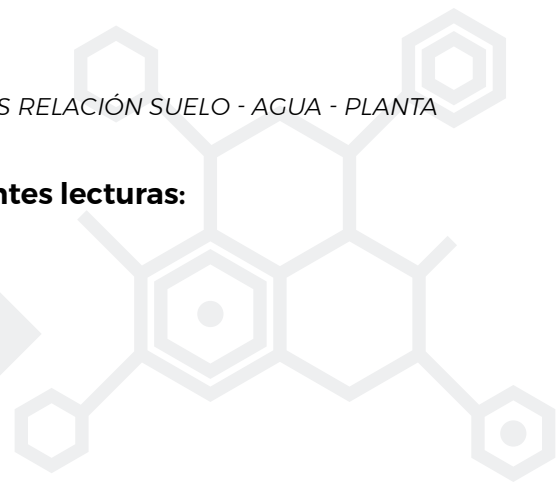


FIGURA 106. COMPONENTES PRINCIPALES DEL TENSÍOMETRO



FIGURA 107. TENSÍOMETRO INSTALADO EN EL SUELO



Es normal aplicar riego en los siguientes cultivos con las siguientes lecturas:

- Melón = 350 - 400mb
- Lechuga = 400 - 600 mb
- Coliflor = 600 - 700 mb
- Brócoli = 450-550mb
- Cebolla = 450-650mb
- Papa =300-500mb

Ejemplos de aplicación:

- a) Supongamos que tenemos un tensiómetro de 1 m de altura, que indica -10 cbar. ¿Cuál es la tensión del agua dentro del suelo?

Recordemos las unidades:

1 cbar = 0.01 bar = 0.1 m columna de agua

La tensión dentro del suelo es: $P = \text{succión} + \text{altura del manómetro}$

La tensión dentro del suelo es: $P = -10\text{cbar} + 10\text{cbar}$ La tensión dentro del suelo es: $P = 0$

- b) En un tensiómetro el manómetro indica 34 cbar. La distancia vertical del manómetro a la cápsula de cerámica es de 100 cm. Calcular el potencial mátrico a la altura de la cápsula. Se considera $\psi = \text{cero}$.

Solución:

- a) Considerando que el manómetro indica ψ_t (en forma desucción)
- b) succión a la altura del manómetro = - 0.34bar
- c) Altura del manómetro = 1 mca = 0.10bar
- d) Succión a la altura de la cápsula = - 0.34 +0.10
- e) Succión a la altura de la cápsula = - 0.24 bar
- f) $\psi_m = -0.24\text{bar}$

CUADRO 22. CRITERIOS GENERALES PARA EL USO DEL TENSIÓMETRO

Lectura (mb)	Características
0	El suelo esta saturado
100-250	Según tipo de suelo este estos valores se encuentra CC
250-400	En general según tipo de suelo son contenidos satisfactorios de agua
400-500	En suelos francos y con plantas de altos requerimientos de agua podemos tener necesidades de riego
500-700	En suelos medios sin tener cultivos de altos requerimientos de agua, ya hay que regar
700-800	En este punto hasta las plantas con profundidades de raíces alta(0,7m) comienzan ha tener problemas de succiende

En suelos con texturas arcillosas estos valores no se cumplen. En el cuadro 22 no se consideran los problemas de salinidad.

CUADRO 23. NIVELES DE AGOTAMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO, EXPRESADOS COMO TENSIONES DE HUMEDAD DEL SUELO, TOLERADOS PORDISTINTOS CULTIVOS PARA OBTENER RENDIMIENTOS MÁXIMOS

Alfalfa	0.8-1.5atm*	Maíz	0.5-1.5
Banana	0.3-1.5	Melón	0.3-0.8
Frijoles	0.6-1.0*	Cebolla	0.4-0.7
Coles	0.6-1.0	Guisantes	0.2-0.8
Zanahoria	0.5-0.7	Patatas	0.3-0.7
Cítricos	0.5-1.0	Sorgo	0.4-1.0*
Trébol	0.3-0.6	Soja	0.6-1.3
Algodón	1.0-3.0	Fresas	0.4-1.5
Pepino	1.0-3.0	Remolacha azúc.	0.2-0.5
Frutas caedizas	06.-1.0	Caña de azúcar	0.5-0.8
Flores y plantas de adorno	0.1-0.5	Tabaco temprano	0.8-1.5*
Uva	0.4-1.0	Tabaco tardío	0.3-0.8
Gramíneas	0.4-1.0	Tomate	0.8-2.5
Lechuga	0.4-0.6	Trigo	0.6-1.5

** Valores superiores a los indicados durante la fase de maduración*

Se tienen dos tensiómetros en el campo a 50 y 100 cm de profundidad. El de 50 cm indica una succión de 60 cbar y el de 100 cm indica 30 cbar. Suponiendo que la zona radicular no va más allá de los 50 cm de profundidad, calcular si está habiendo flujo de agua hacia la zona radicular o hacia las capas más profundas

Solución:

- a) Succión a 50 cm (a la altura del manómetro) = 60 cb
- ψ a 50 cm (altura de la cápsula) = $-0.60 + 0.05$
= - 0.55 bar
- b) Succión a 100 cm = 30cb
- ψ a 100 cm = $-0.30 + 0.1 = -0.20$ bar
- c) Como el agua se mueve del mayor potencial al menor potencial está habiendo flujo de agua hacia la zonaradical

MÉTODO DE RESISTENCIA ELÉCTRICA

Consiste en medir los cambios en la humedad del suelo mediante la medida de cambios de resistencia eléctrica utilizando electrodos en pequeños bloques de yeso los cuales están enterrados en el suelo (Figura 108).

El contenido hídrico de los bloques de yeso cambia cuando cambian los contenidos de humedad en el suelo. Los bloques de yeso son sensibles en unos límites de -0.8 a -15 bar de potencial mátrico, por lo cual son mas satisfactorios en su uso cuando se está en suelos secos que en suelo muy húmedos. Los bloques de yeso son insensibles en el rango de humedad de 0 - 0.33 bar porque hay cambios en el contenido de humedad del suelo pero poca diferencia en la resistencia eléctrica, por ello es mas recomendable un tensiómetro en estos rangos

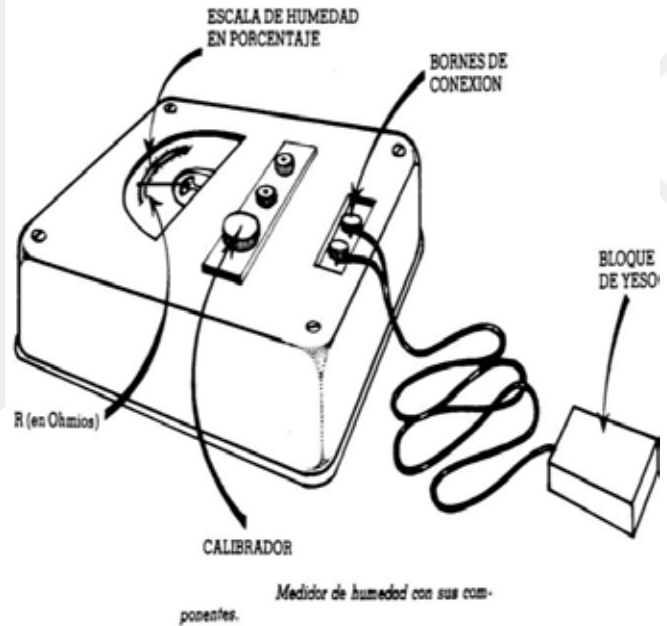


FIGURA 108. MEDIDOR DE LA RESISTENCIA ELÉCTRICA DEL SUELO

Los bloques de yeso tienden a desintegrarse en suelos ácidos y con mucha humedad, por lo cual se considera que las unidades formadas por electrodos envueltos por nailon o en fibra de vidrio son más duraderos, responden más rápido y resultan más sensibles a potenciales hídricos del suelo superiores a -0.1 bar que los bloques de yeso. Sin embargo son mucho más sensibles a los cambios de contenido salino del suelo que los bloques de yeso y son menos sensibles en suelos más secos. Los bloques de yeso son menos sensibles (no reaccionan químicamente) a los compuestos como las sales porque están estabilizados por el sulfato de calcio disuelto y se dice que las lecturas de los bloques de yeso no son afectadas hasta por un límite de 2066 kg/ha defertilizante.

Las unidades de nailon y fibra de vidrio tienden a proporcionar distintas lecturas durante ciclos sucesivos de humedecimiento y secado por lo cual se deben calibrar todos los años durante 5 o 6 años porque la entrada de arcilla y otros materiales son la causa de los cambios en la relación entre resistencia y humedad del suelo.

Donde presentan problemas los bloques de yeso es en los suelos arenosos porque no hay un buen contacto entre el suelo y el electrodo.

Los bloques de yeso se deben calibrar mediante una curva de resistencia eléctrica versus humedad del suelo.

MÉTODO DEL TACTO Y VISUAL

Se requiere de personas de mucha experiencia y calibración personal, teniendo continuidad en los mismos tipos de suelos.

MÉTODO DIELECTRICO O CAPACITANCIA DE BAJA FRECUENCIA

Modo de acción: En realidad se mide la capacidad de un condensador que es el núcleo del medidor. Según el dieléctrico (material de separación de placas del condensador) varía la capacidad del condensador. Esto significa que si se encuentra en el campo de dispersión con un material de contenido superior de humedad, se reduce este en una constante dieléctrica. La capacidad del condensador también varía y el medidor lo convierte y lo indica como peso en porcentaje de agua.

Principios: Mide la permisividad bruta del suelo (constante dieléctrica K_a) que determina la velocidad de un pulso u onda electromagnética a través del suelo. Es la capacidad que tiene el material para polarizarse o capacidad de almacenar energía en los dipolos eléctricos (Figura 109 y 110).

$$K_{ab} = K_{aw} + K_{as} + K_{aa} \quad (63)$$

Donde:

K_a = constante dieléctrica

w = agua **s** = suelo **a** = aire

K_{ab} es una cantidad compleja.

La parte imaginaria representa la energía de adsorción como resultado de pérdidas dieléctricas y conducción iónica.

Estos métodos utilizan relaciones empíricas entre humedad volumétrica (θ_v) y la lectura del aparato (tiempo, frecuencia, impedancia, fase de la onda).

El dieléctrico se obtiene con el tiempo de tránsito en el cable en suelo y en el aire

$$K_a = (t_{\text{suelo}}/t_{\text{aire}})^2 \quad (64)$$

La humedad volumétrica del suelo se obtiene con la ecuación de Topp:

$$\theta_v = 5,03 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} K_a - 5,5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} K_a^3 \quad (65)$$

Para suelos minerales con $\theta_v < 50\%$ humedad volumétrica

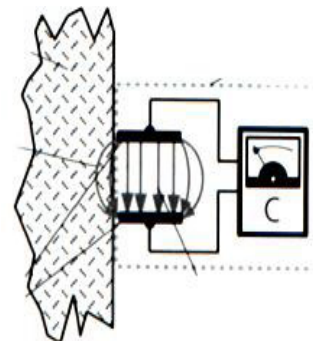


FIGURA 109. SENSOR DIELECTRICO Y SUS PRINCIPIOS DE FUNCIONAMIENTO MIDIENDO LA PERMISIVIDAD BRUTA DEL SUELO



FIGURA 110. MEDIDOR DEL DIELECTRICO O CAPACITANCIA DE BAJA FRECUENCIA DEL SUELO

MÉTODO DEL TDR (TIEMPO DEL DOMINIO DE REFLECTOMETRÍA)

Estima el contenido volumétrico del agua en el suelo. El principio consiste en determinar K_a midiendo el tiempo que le toma a un pulso electromagnético propagarse a lo largo de una línea de transmisión (TL) rodeada por suelo (Figura 111)

$$K_a = (c/v)^2 = ((ct) / (2L))^2 \quad (66)$$

Donde:

c = velocidad de la onda en vacío

v = velocidad de propagación en el suelo

t = tiempo de tránsito en la línea de transmisión (TL)

L = largo de TL

Un aparato TDR debe predecir series precisas de pulsos en altas frecuencias (0.02 – 3.00 GHz). Las altas frecuencias hacen al aparato menos dependiente de la textura y salinidad. Debe medir el voltaje de las TL en intervalos

de tiempo de 100 picosegundos. Cuando el pulso viaja en la TL y detecta discontinuidades parte del pulso es reflejado. Se generan cambios del voltaje de la TL y se mide el tiempo de tránsito del pulso (Figura 111)

Ventajas:

- Alta precisión
- Comúnmente no se requiere calibración
Mínima perturbación del suelo
- Se realizan mediciones simultáneas

Desventajas

- Aparato caro
- Uso limitado en alta salinidad y en suelos con arcillas altamente conductoras
- Pequeña esfera de influencia (alrededor de 4 cm)
- Calibración para suelos específicos como los volcánicos y suelos con mucha humedad.



FIGURA 111. MEDIDOR TDR - 100 DE LA HUMEDAD DEL SUELO

MÉTODO DEL DOMINIO (FD): CAPACITANCIA Y FDR

Estima el contenido volumétrico del agua en el suelo utilizando la K_a al igual que el TDR, pero un sensor FDR envía una onda electromagnética (20 - 10 MHz) y se mide la frecuencia con que es reflejada. Esta medición se asocia con la humedad volumétrica (θ_v). Presenta un circuito que calcula la parte real e imaginaria de K_a disminuyendo el error (Figura 112 y 113).

Ventajas:

- Alta precisión después de una calibración con el suelo específica.
- Puede leer a niveles de salinidad mayores que el TDR.
- Menor costo que el TDR (circuitos menos complejos)

Desventajas:

- Esfera de influencia pequeña (4-10 cm)
- Muy sensible a las bolsas de aire
- La precisión disminuye con la disminución de la humedad

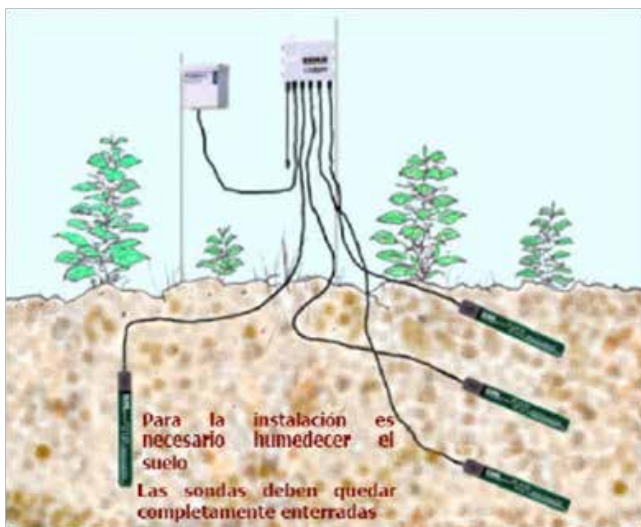


FIGURA 113. BATERÍA DE SONDAS DE CAPACITANCIA (FDR)

SONDA DE NEUTRONES

El principio básico consiste en una emisión de neutrones rápidos desde una fuente de radioactividad ($^{241}\text{Am}/^9\text{Be}$), un detector de neutrones lentos y un pre-amplificador. La señal del pre-amplificador pasa a través de un cable de 5 a 20 m de longitud al sistema electrónico de contaje. La colisión con los protones del agua los termaliza (lentos). La densidad de neutrones lentos alrededor de la sonda se correlaciona con la humedad. No obstante el sistema electrónico de contaje varía de acuerdo al tipo de sonda, todas presentan un amplificador, una fuente de alto voltaje, un contador, un reloj, batería recargable y un microprocesador.

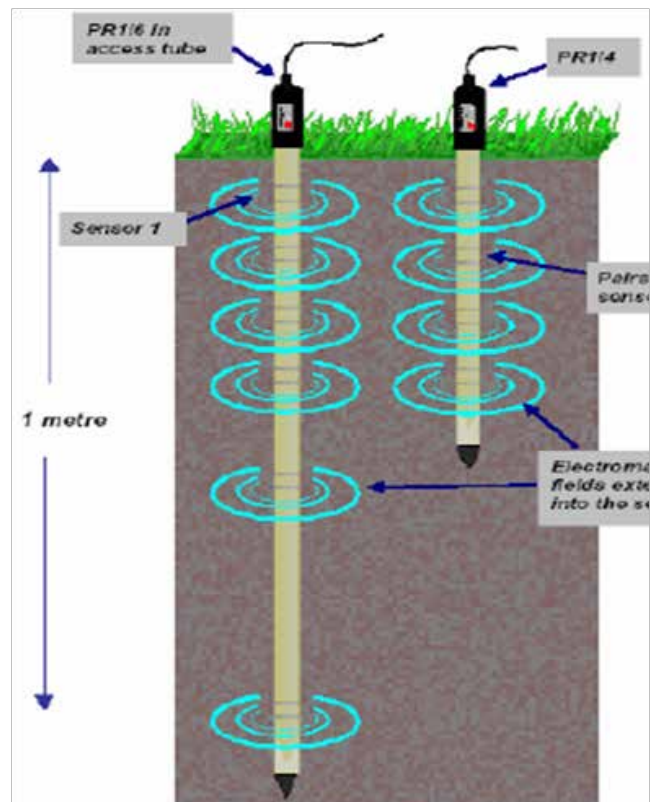


FIGURA 112. SONDA DE CAPACITANCIA (FDR)

Puesto que la emisión de neutrones es un proceso aleatorio (del tipo "ley de Poisson") el tiempo de contaje tiene una gran influencia sobre la precisión de los resultados para estimar el contenido de agua del suelo, por ello la mayoría de las sondas tienen varias opciones de contaje. Cada cuenta o

unidad de contaje corresponde a un impulso originado por un neutrón lento que alcanzó el detector, y el microprocesador convierte los datos de contajes medidos en cuentas por minuto (cpm) o por segundo (cps). Las sondas modernas tienen microprocesadores que utilizan ecuaciones de calibración dadas por el fabricante o desarrolladas por el usuario, para diferentes suelos y los resultados son dados directamente en contenidos de agua del suelo (% , g/g, cm^3/cm^3) para cada profundidad o situación, o en términos de agua almacenada en una determinada capa de suelo [por ejemplo, (mm agua)/(10 cm de suelo)] o en todo el perfil (Figura 114).

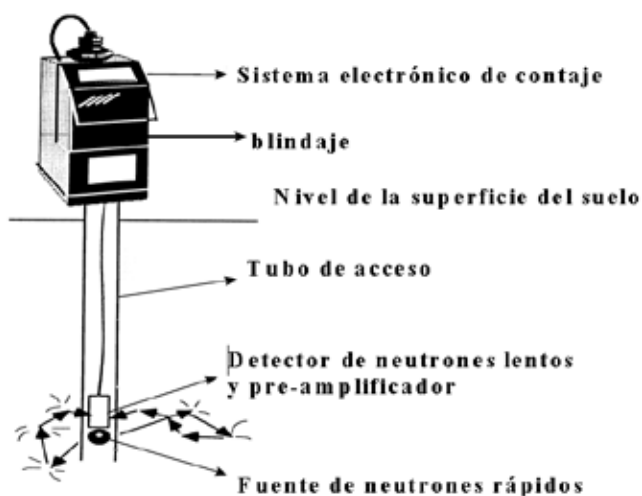


FIGURA 114. SONDA DE NEUTRONES EN POSICIÓN DE SERVICIO

MEDICIÓN DEL AGUA POR MEDIO DEL PUNTO DE ROCÍO

El principio de funcionamiento consiste en determinar la temperatura exacta de condensación del vapor de agua (punto de rocío) que se encuentra directamente relacionada con la humedad de la muestra. Esta se determina enfriando la atmósfera de la cámara en la que se encuentra situada la muestra observando la formación de condensado sobre un espejo colocado en dicha cámara, momento en que se lee la temperatura.

Calcula el potencial hídrico de la muestra en base a la determinación de la humedad relativa (HR) en la cámara de equilibrio junto con la medida de la temperatura de la muestra. El valor de HR se calcula enfriando un espejo hasta que el vapor condensa y se alcanza, de este modo, el punto de rocío. En este momento se mide la temperatura del espejo (T_{block}) mediante un termistor. La temperatura de la muestra se mide con un termómetro de infrarrojos. El control interno de la temperatura del bloque se controla mediante una placa situada junto a la cámara de medición/muestra y que por efecto Peltier y en función de la temperatura que especifique el usuario modifica la temperatura final en el momento de la medición (Figura 115).



FIGURA 115. WP4

HUMEDAD DEL SUELO EXPRESADA COMO LÁMINA DE AGUA LÁMINA DE RIEGO

consiste en expresar el contenido de humedad que hay en el suelo en forma de lámina (entérminos de una distancia como mm o cm). Su forma de cálculo es la siguiente:

Lámina total de agua aprovechable:

$$Lr = ((cc - pmp) / 100) * Pespap * Prof \quad (67)$$

Lámina de agua en un momento dado:

$$Lr = ((cc - \%HGinst) / 100) * Pespap * Prof \quad (68)$$

Lámina de agua en base a volumen:

$$Lr = \%HV * Prof \quad (69)$$

Lámina de agua en el punto de máximo agotamiento de agua:

$$Lr = ((cc - \%HGagmax) / 100) * Pespap * Prof \quad (70)$$

Donde:

%HG: porcentaje de humedad gravimétrica

%HV: porcentaje de humedad volumétrica Lr: Lámina de agua

cc: capacidad de campo

pmp: punto de marchitez permanente

Pespap: peso específico aparente (llamada comúnmente densidad aparente Ψ_a)

Prof: profundidad en estudio (profundidad de raíces)

%HGinst: humedad gravimétrica instantánea

%HGagmax: humedad gravimétrica agotable máxima

Ejercicio:

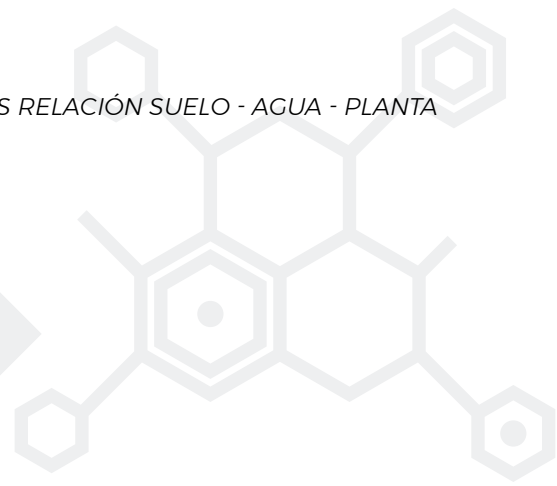
Un horizonte A de profundidad de 0.50 m

Ψ_w (atm)	Wv (%)	Ψ_w (pF)
0	39.50	1x10 ⁻²⁰
-0.05	32.25	-1.7
-0.33	29.29	-2.52
-1.0	20.61	-3.0
-5.0	18.81	-3.7
-15.0	11.27	-4.18

Tomemos como ejemplo un cultivo de alfalfa desarrollándose en este suelo donde el desarrollo radical se encuentra en el horizonte A. El potencial del agua en el suelo podrá llegar a -0.80 atm de succión manteniendo condiciones de máxima evapotranspiración. Relacionando respectivamente los valores del potencial del agua en el suelo con los valores del contenido de agua, se obtiene que para potencial de agua de "-0.33 atm" tomando este valor como capacidad de campo, le corresponde un contenido de agua del 29.29 % y que para -0,80 atm le corresponde una humedad volumétrica del 25.00 %. Por lo que la cantidad volumétrica de agua en el suelo que puede aprovechar el cultivo será:

$$HVap = 29.29 - 25.00 \% \quad HVap = 4.29 \%$$

Si se multiplica un porcentaje de agua volumétrica por una profundidad, se obtiene un valor de lámina.



Como el espesor del suelo donde se ubica el mayor porcentaje de raíces del cultivo es de 0.50 m de profundidad y el volumen de agua máxima consumible es de 4.29 %; la lámina de agua máxima consumible se calcula multiplicando el espesor del suelo por el porcentaje de agua volumétrico consumible:

$$\text{Lap} = \text{Pr} * (\text{HVap} / 100) \quad (71)$$

Donde

Lap = Lámina de agua aprovechable (m)

Pr = Profundidad de raíces del cultivo (m)

La estimación de la lámina de agua aprovechable

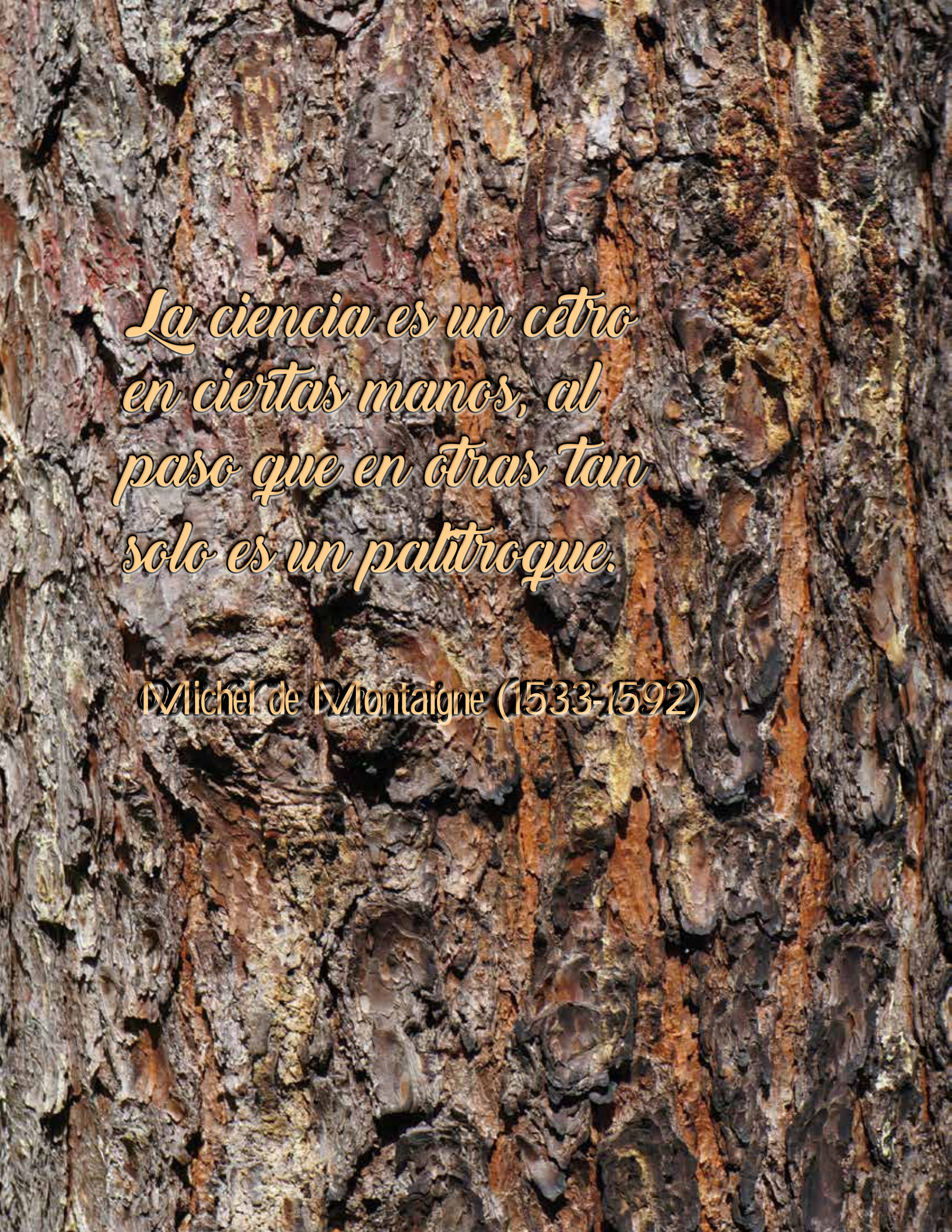
$$\text{Lap} = 0.50\text{m} * (4.29/100)$$

$$\text{Lap} = 0.02145 \text{ m}$$

Transformando las unidades de m a mm tenemos:

$$\text{Lap} = 0.02145 \text{ m} * 1000 \text{ mm/m}$$

$$\text{Lap} = 21.45 \text{ mm}$$



*La ciencia es un cetro
en ciertas manos, al
paso que en otras tan
solo es un palitroque.*

Michel de Montaigne (1533-1592)

USO CONSUNTIVO DIARIO Y PERIODO CRÍTICO EN CULTIVOS, TANQUE EVAPORÍMETRO, RADIACIÓN

TEMPERATURA Y CALOR

De los elementos del tiempo y el clima, la temperatura es uno de los más conocidos, tanto por su efecto sobre los seres vivientes, como por la facilidad de su medición, que se remonta a 1,714 cuando Fahrenheit inventa el termómetro. Todo cuerpo posee energía en forma de calor y éste es un estado de energía inherente a la materia. Esa energía calórica o calor, se expresa en calorías (cal) o en otra unidad de energía tal como los Joules (J). Sin embargo, la incomodidad de esta unidad hizo necesario contar con un índice más práctico. Este índice es la temperatura, definida como un valor numérico que es solamente un indicativo del estado de calor de un cuerpo, expresado en grados. La temperatura no representa una medida del calor de un cuerpo.

Para diferenciar los términos temperatura y calor es necesario considerar la constitución molecular de los cuerpos. Es la energía cinética de las moléculas la que produce el calor por consiguiente el calor de un

cuerpo será proporcional a la suma total de la energía cinética de sus moléculas. Esto significa que un cuerpo tendrá más calor cuanto más energía cinética tengan sus moléculas y cuanto mayor sea su masa. En cambio la temperatura no es energía, sino una manera de caracterizarla, no dependiendo del tamaño del cuerpo. Lo mencionado se representa en la (figura 116), donde se comparan 4 recipientes con agua. En general, dado un cuerpo de masa

M, a mayor temperatura, mayor será la cantidad de calor que el cuerpo posee.

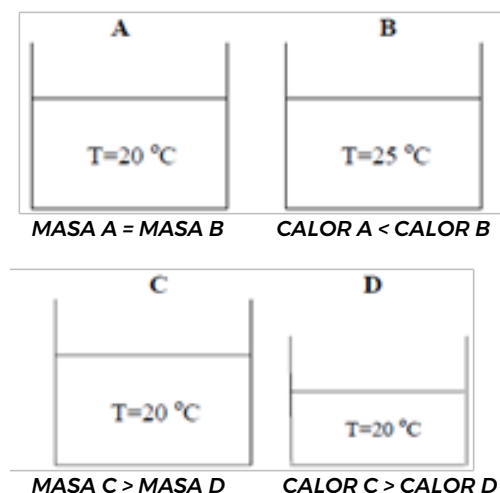


FIGURA 116. COMPARACIÓN ENTRE TEMPERATURA, MASA Y CALOR

UNIDADES UTILIZADAS

Se utilizan unidades relativas y absolutas de temperatura. Las unidades relativas son las que caracterizan la temperatura en grados Fahrenheit (°F) ($^{\circ}\text{C} = ^{\circ}\text{F} \cdot 32 / 1.8$) y Celsius (llamado comúnmente centígrados) ($^{\circ}\text{C}$). Una escala absoluta es la Kelvin (K). El punto de fusión o formación del hielo marca el 0 $^{\circ}\text{C}$; el punto de ebullición marca los 100 $^{\circ}\text{C}$. A una temperatura de -273 $^{\circ}\text{C}$, las moléculas de un cuerpo cesan completamente de moverse, por lo que se pierde todo el calor; este punto marca el cero en las escalas absolutas, es decir: -273 $^{\circ}\text{C} = 0 \text{ K}$. La conversión entre ambas escalas de temperatura es la siguiente:

$$T (\text{K}) = T (^{\circ}\text{C}) + 273.16 \quad (72)$$

CLASES DE TEMPERATURA UTILIZADAS EN METEOROLOGÍA

TEMPERATURA DEL AIRE

La temperatura del aire se mide generalmente con termómetros de mercurio montados a la sombra y a una altura entre 1.2 y 1.8 metros, normalmente dentro de una caseta meteorológica. Este termómetro es conocido como de bulbo seco.

La temperatura media diaria resulta de promediar los 24 datos de temperatura horaria registrados durante el día. Si se promedian las temperaturas medias de todos los días del mes, se obtendrá la temperatura mediamensual.

La temperatura mínima mensual corresponde al promedio de todas las temperaturas mínimas registradas en el mes, y de igual forma se obtiene la temperatura máxima. Las temperaturas mínima y máxima extremas, no son promedios sino datos puntuales, es decir la temperatura mínima o máxima registrada a través de todas las lecturas.

A partir de los datos de temperatura se puede obtener el rango de variación que puede ser diaria o anual, es decir la diferencia entre la temperatura mínima y máxima promedio mensual o la diferencia entre la temperatura media mensual más baja y la más alta de todo el año.

- a) **Temperatura actual:** es la lectura obtenida en un instante cualquiera a través de un termómetro normal de mercurio u otro tipo de termómetro. Para el registro de la temperatura actual se utiliza asimismo el termógrafo que permite obtener una gráfica de temperatura versus tiempo. En las estaciones automáticas, la temperatura se registra a través de sensores denominados termopares.
- b) **Temperatura del termómetro húmedo:** es la temperatura medida con un termómetro normal cuyo bulbo ha sido cubierto con una muselina humedecida. La diferencia entre la temperatura del termómetro normal (seco) y el húmedo se denomina depresión del bulbo húmedo, valor útil para estimar la humedad relativa del aire.
- c) **Temperatura máxima:** es la máxima temperatura registrada en un período de tiempo determinado, registrada a través del termómetro de máxima.
- d) **Temperatura mínima:** es la mínima temperatura registrada en determinado intervalo de tiempo. Los termómetros de máxima y mínima se colocan horizontales. Los termómetros se colocan dentro de una caseta meteorológica, ventilada y de color blanco. Es común utilizar un aparato denominado psicrómetro, el cual posee dos o más termómetros. El psicrómetro tipo August consiste en un arreglo de 4 termómetros: termómetro seco y húmedo, termómetros de máxima y mínima. El tipo Assmann posee sólo termómetros seco y húmedo.

TEMPERATURA DEL SUELO

La temperatura del suelo se mide mediante termómetros enterrados a distintas profundidades; es común el uso de la llamada "Caja Lamont", compuesta de geotermómetros que miden la temperatura del suelo a 25, 50, 75 y 100 cm de profundidad. La temperatura a estas profundidades, afecta el desarrollo de las raíces de las plantas por lo que es de utilidad en estudios agrometeorológicos. Por la mala conductividad del suelo, el calor se concentra en su parte más superficial, decreciendo con la profundidad hasta 0.5 m cuando la temperatura se hace aproximadamente constante. Posteriormente, a partir de cierta profundidad, influye el calor interno de la tierra, que eleva la temperatura 1 °C por cada 33 metros de profundidad.

TRANSFERENCIA DE CALOR

La transferencia de calor de un cuerpo a otro se realiza a través de tres formas:

- a) **Conducción:** es la transferencia de calor entre dos cuerpos en contacto, de tal forma que la energía cinética del cuerpo más caliente se trasmite a las moléculas del cuerpo menos caliente.
- b) **Convección:** es la transferencia de calor mediante el efecto del aire caliente que se desplaza de un lugar a otro.
- c) **Radiación:** el calor puede transmitirse entre dos cuerpos que no estén en contacto a través de la radiación, donde el calor se trasmite en forma de ondas electromagnéticas. El caso más importante es el calentamiento de la tierra por parte del sol a una distancia media de 150 millones de kilómetros.

RADIACIÓN E INSOLACIÓN

La radiación es una forma de energía emitida por cualquier cuerpo cuya temperatura sea mayor del cero absoluto (0 K). Cada componente del sistema tierra-atmósfera emite radiación en todo momento y en todas direcciones. La radiación es la más importante que es emitida por el sol, o radiación solar, la cual constituye la principal fuente de energía utilizada en todos los procesos que ocurren en la superficie de la tierra y la atmósfera.

La radiación solar corresponde a las ondas emitidas por el sol y comprendidas entre 0.01 y 120 micras (μ) de longitud de onda ($1 \mu = 10^{-6} \text{ m}$). El término insolación se refiere al número de horas durante las cuales brilla el sol en un lugar.

UNIDADES E INSTRUMENTOS DE MEDIDAS RADIOMÉTRICAS O MEDIDAS DE LA RADIACIÓN SOLAR, MEDIDAS FOTOMÉTRICAS Y LA INSOLACIÓN

Radiación: es la propagación de energía en una variedad de formas a través del espacio. La radiación es una forma de energía emitida por cualquier cuerpo cuya temperatura sea mayor del cero absoluto (0 K). Cada componente del sistema tierra-atmósfera emite radiación en todo momento y en todas direcciones.

Radiometría: es un sistema de conceptos, terminología, relaciones matemáticas, instrumentos de medición y unidades de medición pensadas para describir y medir radiación y su interacción con la materia.

Fotometría: es un sistema similar para radiación intentada para la detección por el ojo humano.

El espectro solar contiene radiación visible (360-760 nm),

U.V (<360 nm) e infrarrojo (> 760 nm) cercanos (Figura 117, Cuadro 24).

Línea anaranjada = radiación solar extraterrestre

Línea morada = radiación solar directa (incidencia normal) en la superficie de la tierra a nivel del mar

Línea verde = radiación fotosintéticamente activa (PAR) que es la única radiación que resulta útil para la fotosíntesis también llamada densidad de flujo de fotones fotosintéticos "PDF"

Por encima de la atmósfera, el flujo solar actual (medio) es:

≈ 1355 w/m² (1.94 cal/ (cm²*min) = constante solar. 1 caloría (cal) es la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de 1 g de agua pura desde 14.5 a 15.5 °C al nivel del mar y a 1 atm de presión atmosférica.

1 Ly = 1 cal/cm² (donde Ly = langley)

1 Ly /d = 1 cal/ (cm²*d)

La radiación es modificada al atravesar la atmósfera que consiste en un debilitamiento general por absorción selectiva.

La radiación solar que llega a las capas altas de la atmósfera (línea roja) es aproximadamente constante (constante solar) y su valor se aproxima a 1.94 cal/ (cm²*min). Al atravesar la atmósfera una fracción es absorbida por los aerosoles, las moléculas de vapor de agua, de ozono y otros compuestos de modo que la fracción que alcanza la superficie de la tierra depende de las características de la atmósfera en cada lugar del planeta y en cada momento (línea azul). De la radiación incidente, sólo

el 42% llega en una banda del espectro comprendida entre los 400 y los 700 nm, la llamada radiación fotosintéticamente activa (PAR) que es la única radiación que resulta útil para la fotosíntesis y representa un 45% de la radiación global incidente (350 - 3000 nm). En la figura 117, se muestra el espectro de absorción de la clorofila cuyas bandas de absorción máxima corresponden con el rojo (663 nm) y azul (430 nm).

La cantidad de carbono fijado en la fotosíntesis es controlada principalmente por la radiación incidente y la temperatura y es limitada por la disponibilidad de agua y de nutrientes. La temperatura controla directamente las tasas de producción bruta y respiración ya que la actividad de las enzimas implicadas en estos procesos depende de la temperatura. Además determina la tasa de fotosíntesis neta el balance entre el carbono atmosférico fijado por las plantas, la fotosíntesis bruta, y el carbono retornado por las hojas durante el proceso de la respiración oscura donde la fase oscura de la fotosíntesis de la luz llamadas reacciones oscuras porque pueden ocurrir tanto de día como de noche, pero se le llama así por la marginación fotogénica ya que se desarrolla dentro de las células de las hojas y no en la superficie celular de las mismas y estas reacciones a diferencia de las reacciones lumínicas de la fase luminosa no requiere luz para producirse y de ahí el nombre de reacciones oscuras en la cual se desprende CO², se consume O² y es inverso a la fotosíntesis).

De toda la radiación incidente sobre una hoja, como se mencionó; sólo los fotones cuya longitud de onda está comprendida entre los 400 y los 700 nm resultan útiles para la fotosíntesis. El flujo de fotones fotosintéticos (PPF) es absorbido por las hojas, constituye la fuente de energía utilizada en la fotosíntesis y determina la tasa de asimilación del CO².

La pérdida de agua por transpiración a través de las estomas es la consecuencia inevitable de la apertura estomática para

permitir la entrada de CO², de ahí que exista una estrecha correlación entre fotosíntesis y transpiración, ambas dependientes de la conductancia estomática. La planta debe regular la apertura de los estomas de tal modo que maximice la entrada de CO² a la vez que minimice la pérdida de agua.

Cierto porcentaje de radiación es reflejada por las superficies de nuevo hacia el espacio: $\text{albedo} = \text{radiación reflejada} / \text{radiación recibida}$

La radiación recibida en un punto que depende de: latitud, momento del año y del día (ángulo solar), orientación, nubosidad y tipo de superficie.

En las condiciones más favorables puede ser 3/4 de la radiación que llega al límite de la atmósfera; con el Sol cerca del horizonte puede ser 1/10.

Medidas radiométricas: La medida de la radiación solar (irradiancia o medidas radiométricas) se mide con aparatos denominados radiómetros, actinógrafos o piranómetros.

La radiación se expresa normalmente como la cantidad de calorías u otra unidad de energía incidentes en una unidad de superficie y por unidad de tiempo:

Calorías calorías Langley Langley mega Joule

cm² x min cm² x día min día m² x día

Un Langley equivale a una caloría por centímetro cuadrado (1 Ly = 1 cal/cm²). 1 caloría es equivalente a 4.1868 Joules. También es común expresar la radiación en equivalentes de evaporación, en mm/día, que es una medida de ella relacionada con la energía necesaria para que se evapore el agua en una superficie abierta.

EQUIVALENCIAS DE MEDIDAS RADIOMÉTRICAS:

$$1 \text{ W} = \text{J/s}$$

$$1 \text{ MJ} = 1 \times 10^6 \text{ J}$$

$$\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{día}) = 0.01 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día})$$

$$1 \text{ W/m}^2 = \text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$$

$$1 \text{ W/m}^2 = 0.0864 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día})$$

$$1 \text{ cal} = 4.1868 \times 10^{-6} \text{ MJ} = 4.1868 \text{ Joules (J)}$$

$$1 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) = 1 \text{ mm/h} = 0.017 \text{ mm/día} = 697.3 \text{ W/m}^2$$

$$1 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) = 1 \text{ ly/min (langley/minuto)}$$

$$1 \text{ cal}(\text{cm}^2 \cdot \text{día}) = 0.484 \text{ W/m}^2$$

$$1 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día}) = 0.408 \text{ mm/día} = 23.884 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{día})$$

$$1 \text{ mm/día} = 2.45 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día}) = 58.6 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{día})$$

RADIACIÓN INFRARROJA SE DIVIDEN EN:

0.7 - 3 μm: Infrarrojo cercano. Emitidos principalmente por el sol

3 - 120 μm: Radiación infrarroja. Emitida principalmente por la tierra, la cual absorbe la radiación proveniente del sol y la emite en estas longitudes.

La radiación de longitud de onda menor a 3 μm se denomina radiación solar o radiación de onda corta. La radiación de longitud de onda mayor a 3 μm se denomina radiación terrestre o radiación de onda larga.

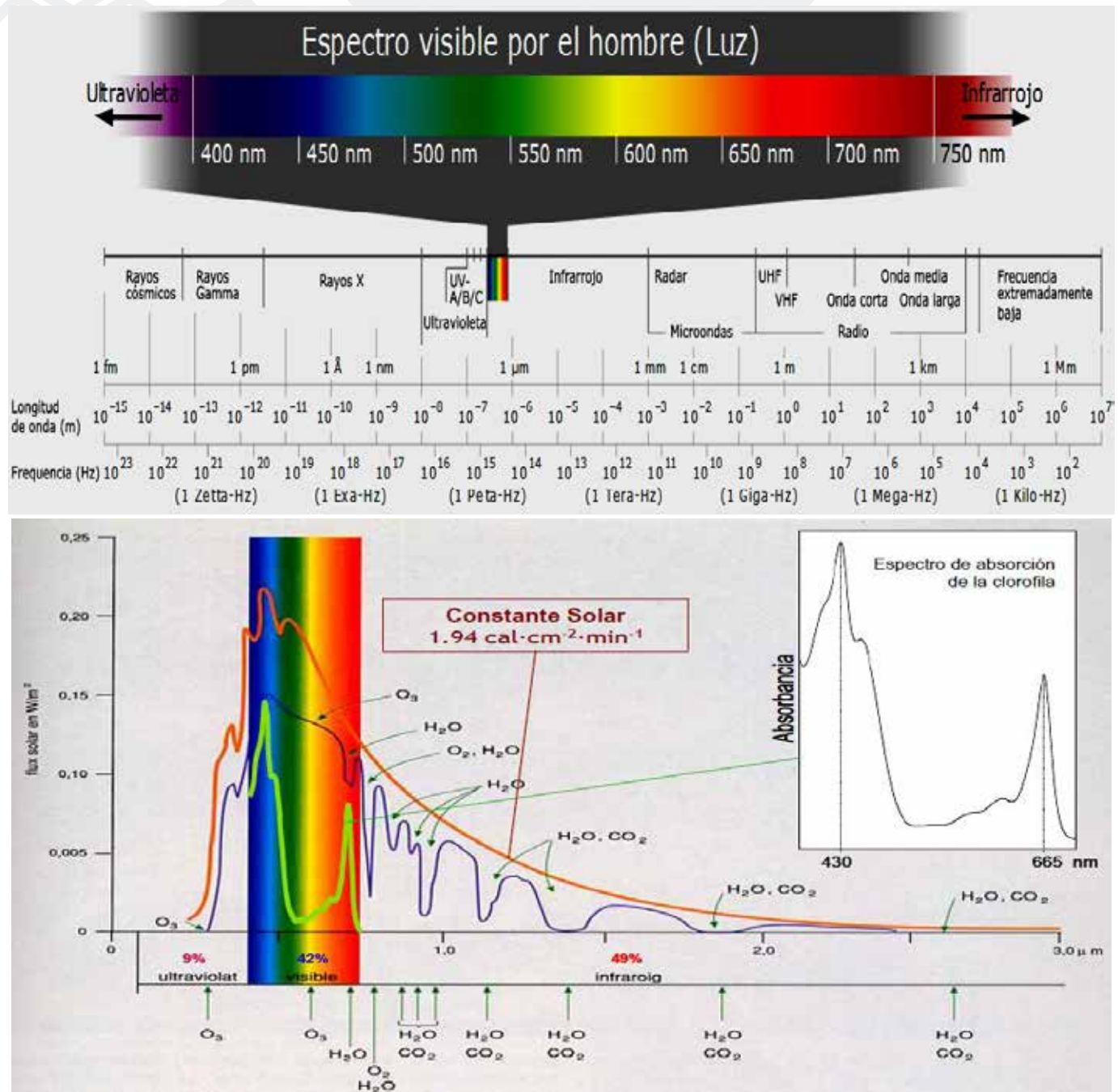


FIGURA 117. ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

CUADRO 24. COMPOSICIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Longitud de onda	200-360 nm	361-436 nm	437- 495 nm	496-556 nm	557-589 nm	590-627 nm	628-760 nm	760-120000 nm
Longitud de onda	0.01-0.4μ	0.4 μ	0.47 μ	0.52 μ	0.57 μ	0.6 μ	0.7 μ	0.7 - 3 μ 3-120μ
Color del espectro	Ultravioleta	violeta	azul	verde	amarillo	anaranjado	rojo	Infrarrojo cercano y radiación infrarroja
Efecto de la radiación	Poca influencia en los procesos morfológicos y fisiológicos, blanqueo de colores y esporulación de algunos hongos	Alta absorción por parte de la clorofila y carotenoides en las plantas. Gran influencia en la clorofila e influencia en la fotoperiodicidad.		Reflexión y transmisión por plantas. Baja absorción por pigmentos en la planta		Influye en gran medida en la fotosíntesis y en la fotoperiodicidad. De mediana a baja absorción por plantas		Estimula la elongación de las células, influye en la floración y la germinación y es de baja absorción por la planta
Percepción ojo humano	Invisible, no produce calor, sino efectos químicos como las quemaduras de sol	Radiación solar visible por el ojo humano la cual es una mezcla de colores pero no puede ser sentida					Radiación terrestre, infrarroja o radiación de onda larga responsables del calentamiento de la atmósfera. Son invisibles pero se sienten en forma de calor	
Componente de la radiación solar	9 %	42 %					49 %	

Medidas fotométricas: flujo de fotones o de quanta por unidad de superficie (quanta/ (m²*s)).

Se usa: mol de quanta/ (m²*s), 1 mol = número de Avogadro de fotones (6.02 * 10²³)

Algunos sensores miden Einstein/ (m²*s), que equivale a 1 mol de quanta/(m²*s). Banda de radiación apropiada para fotosíntesis (≈ 400 - 750 nm):

PAR (Photosynthetic Active Radiation) ≈ radiación visible que es la radiación fotosintéticamente activa.

La radiación PAR varía normalmente entre 0 y 2000 μmol/(m²*s) o 0-2000 μE/(m²*s)

1 E(einstein) = 1 mol(quantum)

1 E/(m²*s) = 1 mol(quantum)/(m²*s)

1 mol(fotón) = 1 mol(quantum) (PAR)

1 W/m² (PAR) = 4.6 mmol(quantum)/(m²*s) (PAR) 1 mol(quantum)/(m²*s) (PAR) = 0.218 W/m² (PAR)

Las unidades radiométricas y fotométricas no pueden interconvertirse directamente ya que la energía asociada depende de la distribución de λ (intensidad de luz incidente) de la luz en cuestión.

La insolación: El término insolación se refiere al número de horas durante las cuales brilla el sol en un lugar. Es medida con el heliofanógrafo. La unidad de medida de la insolación son las horas y décimas.

RADIACIÓN FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA

La tasa fotosintética o la Fotosíntesis neta se expresa como la cantidad de CO_2 por unidad de área foliar y de tiempo y se define como la cantidad neta de carbono que se incorpora al vegetal en un momento dado. Es el proceso que explica en última instancia el crecimiento de un vegetal.

La fotosíntesis es transformación de energía radiante en energía química mediante la asimilación del carbono del CO_2 del aire y su fijación en compuestos orgánicos carbonados transformando gas de dióxido de carbono (CO_2) en hidratos de carbono o azúcares.

De la radiación global incidente sobre la superficie vegetal sólo una proporción es aprovechable para la realización de la fotosíntesis: PAR (radiación fotosintéticamente activa). La respuesta de las plantas es diferente en función de las diferentes longitudes de onda. La clorofila es el principal pigmento que absorbe la luz, otros pigmentos accesorios son el caroteno, compuesto rojo y la xantofila, carotenoide amarillo.

El balance de radiación a la hora de realizar estudios sobre la radiación sobre cubiertas vegetales se simplifica considerando que la radiación interceptada (PAR_{int}) se puede

estimar a partir de la incidente por medio de la expresión: $\text{PAR}_{\text{int}} = e \cdot \text{PAR}_{\text{inc}}$ donde, "e" es la eficiencia de la interceptación. La eficiencia será 1 cuando la cubierta vegetal no permita transmitir nada de radiación al suelo y toda la radiación incidente es interceptada, y "0" cuando no hay cubierta vegetal.

Las unidades de medida de la Radiación Fotosintéticamente Activa suelen ser las habituales para cualquier radiación como los microEinsteins/ $(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ o micromoles de fotones/ $(\text{m}^2 \cdot \text{s})$

RELACIÓN ENTRE RADIACIÓN Y TEMPERATURA

Esta relación está basada en las leyes de Stefan Boltzmann y de Wien. La ley de Boltzmann establece que la energía total emitida por un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta, es decir:

$$E = e \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (73)$$

Donde:

E = energía total emitida en $\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día})$ ó en $\text{cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$

e = coeficiente de emisión, varía entre 0 y 1.

$$\sigma = 4.899 \cdot 10^{-9} \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día} \cdot \text{T}^4) \text{ ó } 8.26 \cdot 10^{-11} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min} \cdot \text{T}^4)$$

T = temperatura en grados Kelvin (K).

El coeficiente de emisión depende de la naturaleza del cuerpo. Para un cuerpo negro (emisor perfecto) el valor de $e = 1$. Otros valores son: suelos (0.95 - 0.98); grama (0.97-0.98); hielo (0.96).

HUMEDAD ATMOSFÉRICA

Para el profesional relacionado con la hidrología, el contenido de vapor de agua presente en la atmósfera es de gran importancia, puesto que la humedad es el origen de la precipitación y control de la evaporación. Por otra parte, la humedad atmosférica ayuda también a estabilizar la temperatura de la tierra al absorber y retardar la radiación solar.

PRESIÓN DE VAPOR A SATURACIÓN

El aire en un momento determinado, posee una cantidad de vapor de agua que define su presión de vapor de agua. Si se añade gradualmente vapor de agua a un volumen de aire, llegará un momento en que el aire tendrá la máxima cantidad de vapor de agua posible. En ese momento el aire estará saturado de vapor de agua y la presión de vapor correspondiente es denominada presión de vapor de agua a saturación, valor que representa la máxima presión de vapor para ese volumen de aire, el cual se encuentra a una temperatura determinada.

La máxima cantidad de vapor de agua que el aire puede contener es una función de la temperatura del aire. A medida que el aire posea una mayor temperatura, podrá contener una mayor cantidad de vapor de agua y el valor de presión de vapor de agua a saturación será mayor.

$$e_{\text{sat}} = 0.6108 \cdot e^{\left[\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right]} \quad (74)$$

Donde:

e_{sat} = presión de vapor de agua a saturación (kPa)

T = temperatura del aire (°C)

La relación entre la presión de vapor del aire a saturación y la temperatura del aire es una función no lineal, la cual puede observarse en la Figura 118, expresada a través de la ecuación anterior:

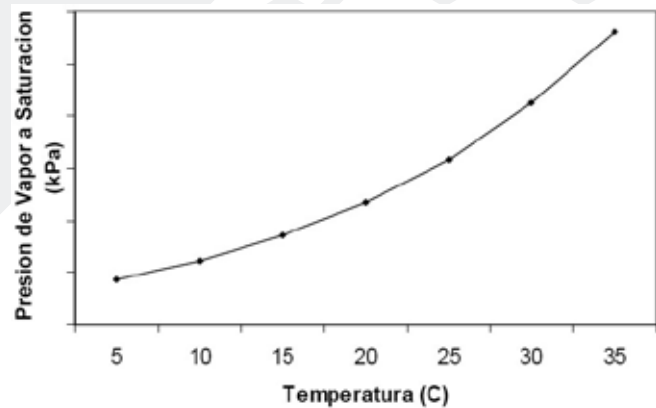


FIGURA 118. CURVA DE PRESIÓN DE VAPOR A SATURACIÓN E_{SAT} VRS TEMPERATURA

También se puede utilizar la ecuación 152 para por medio de la temperatura media calcular la presión de vapor del aire a saturación.

Ejemplo:

Teniendo una temperatura diaria máxima y mínima respectivamente de 24.5 y 15°C. Determine la presión media de vapor de saturación para ese día.

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{max}}) = 0.6108 \cdot e^{\left[\frac{17.27 \cdot 24.5}{24.5 + 237.3}\right]} \quad (74)$$

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{max}}) = 3.075 \text{ kPa}$$

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{min}}) = 0.6108 \cdot e^{\left[\frac{17.27 \cdot 15}{15 + 237.3}\right]}$$

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{min}}) = 1.705 \text{ kPa}$$

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{med}}) = 0.6108 \cdot e^{\left[\frac{17.27 \cdot 19.75}{19.75 + 237.3}\right]}$$

$$e_{\text{sat}}(T_{\text{med}}) = 2.263 \text{ kPa}$$

$$e_{\text{med}} = (3.075 + 1.705) / 2 = 2.39 \text{ kPa.}$$

La presión media de vapor de saturación es 2.39 kPa. Note que para la temperatura de 19.75°C (T_{prom}) $e_{sat}(T) = 2.22$ kPa la cual no corresponde.

Debido a la característica no-lineal de la ecuación 74, la presión media de saturación de vapor para un día, semana, década o mes, debe ser calculada como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima media y la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima media del aire para ese periodo como se mostró en el ejemplo anterior:

$$e_{med} = (e_{sat}(T_{max}) + e_{sat}(T_{min}))/2 \quad (75)$$

Donde:

e_{med} = presión media de vapor de saturación

El uso de la temperatura media del aire en lugar de las temperaturas mínima y máxima da lugar a subestimaciones de la presión media de saturación de vapor. El correspondiente déficit de presión de vapor (un parámetro que expresa la energía evaporante de la atmósfera) también será menor y el resultado será una cierta subestimación de la evapotranspiración del cultivo de referencia. Es siempre recomendable el calcular la presión media de saturación de vapor como el promedio de la presión de saturación de vapor a la temperatura máxima y a la temperatura mínima del aire.

PENDIENTE DE LA CURVA DE PRESIÓN DE SATURACIÓN DE VAPOR (Δ)

Para el cálculo de evapotranspiración, se requiere calcular la pendiente de la relación entre la presión de saturación de vapor y la temperatura, Δ . La pendiente de la curva (Figura 118) a una temperatura dada se da por:

$$\Delta = \frac{4098 * [0.6108 * e^{(17.27 * T)/(T+237.3)}]}{(T + 237.3)^2}$$

ó

$$\Delta = 2504 * e^{(17.27 * T)/(T+237.3)} \quad (77)$$

Donde:

Δ = pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T (kPa/°C)

$$T = (T_{max} + T_{min})/2 = \text{temperatura del aire (°C)} \quad (78)$$

$e = 2,7183$ (base del logaritmo natural) elevado a la potencia

Para su aplicación en la ecuación 186 FAO Penman - Monteith para el cálculo de la evapotranspiración potencial, la pendiente de la curva de presión de vapor (Δ) se calcula usando la temperatura media del aire.

PRESIÓN REAL DE VAPOR (E_{ACT}) DERIVADA DE LA TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCÍO

Como la temperatura del punto de rocío es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado para saturarlo, la presión real o actual de vapor ($e_{act} = e_{sat}$ a una T_d dada) es la presión de saturación de vapor a la temperatura del punto de rocío (T_d) [°C]:

$$e_{act} = e_{sat} = 0.6108 * e^{((17.27 * T_d)/(T_d+237.3))} \quad (79)$$

Donde:

T_d = temperatura del punto de rocío

PRESIÓN REAL O ACTUAL DE VAPOR (E_{ACT}) DERIVADA DE DATOS PSICOMÉTRICOS

La presión real o actual de vapor puede determinarse de la diferencia entre las temperaturas de bulbo seco y húmedo conocida como la depresión del bulbo húmedo. La relación se expresa por la siguiente ecuación:

$$e_{act} = e_{sat}\{T_{húmedo}\} - \gamma_{psi} * (T_{seco} - T_{húmedo}) \quad (80)$$

Donde:

e_{act} = presión real o actual de vapor (kPa)

$e_{sat}\{T_{húmedo}\}$ = presión de saturación de vapor en función de la temperatura del bulbo húmedo (kPa) (ecuación 74)

$T_{seco} - T_{húmedo}$ = depresión del bulbo húmedo, con T_{seco} la temperatura del termómetro de bulbo seco y $T_{húmedo}$ la temperatura del termómetro de bulbo húmedo ($^{\circ}C$).

γ_{psi} = constante psicométrica (kPa/ $^{\circ}C$)

La constante psicométrica del instrumento está dada por:

$$\gamma_{psi} = a_{psi} * P \quad (81)$$

Donde:

a_{psi} = coeficiente que depende del tipo de ventilación del bulbo húmedo ($^{\circ}C^{-1}$), y

P = presión atmosférica (kPa). El coeficiente a_{psi} depende principalmente del diseño del psicómetro y de la ventilación alrededor del bulbo húmedo.

Para condiciones normales se utilizan los valores siguientes:

- 1- $a_{psi} = 0.000662$ para los psicrómetros ventilados del tipo de Asmann, con un movimiento de aire de unos 5 m/s
- 2- $a_{psi} = 0.000800$ para los psicrómetros naturalmente ventilados (cerca de 1m/s)
- 3- $a_{psi} = 0.001200$ para los psicrómetros no ventilados instalados bajotecho.

Ejemplo:

Determinación de la presión real de vapor de lecturas del psicrómetro: Determine la presión de vapor de las lecturas de un psicrómetro aspirado en un punto geográfico ubicado a una altitud de 1200 m. Las temperaturas de los termómetros de bulbo húmedo y seco son 19.5 y 25.6 $^{\circ}C$ respectivamente.

$z = 1200m$

$p = 87.9$ kPa (de la ecuación 102)

Utilizando la ecuación 74 con $T_{húmedo} = 19.5^{\circ}C$ tenemos:

$$e_{sat} = 0.6108 * e^{[(17.27 * T)/(T + 237.3)]}$$

$$e_{sat} = 0.6108 * e^{[(17.27 * 19.5)/(19.5 + 237.3)]}$$

$$e_{sat} = 0.6108 * e^{[336.7650/256.8000]}$$

$$e_{sat} = 0.6108 * e^{1.3114} \quad e_{sat} = 2.267 \text{ kPa}$$

$$e_{sat}\{T_{húmedo}\} = 2.267 \text{ kPa}$$

Por ser un psicrómetro ventilado $a_{psi} = 0.000662$ $^{\circ}C^{-1}$ Calculando la presión real de vapor por la ecuación 80:

$$e_{act} = e_{sat}\{T_{húmedo}\} - \gamma_{psi} * (T_{seco} - T_{húmedo})$$

$$\gamma_{psi} = 0.000662 * 87.9 = 0.05819$$

$$e_{act} = 2.267 - 0.000662 * 87.9 * (25.6 - 19.5) = 1.91 \text{ kPa}$$

por lo que la presión real de vapor es de 1.91 kPa.

PRESIÓN REAL DE VAPOR (E_{ACT}) DERIVADA DE DATOS DE HUMEDAD RELATIVA

La presión real de vapor se puede también derivar de la humedad relativa. Dependiendo de la disponibilidad de datos de humedad, se pueden utilizar diversas ecuaciones.

$$e_{act} = e_{sat}(T_{min}) * [(HR_{max})/100] + e_{sat}(T_{max}) * [(HR_{min})/100]^2 \quad (82)$$

Donde:

e_{act} = presión real o actual de vapor (kPa)

$e_{sat}(T_{min})$ = presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria (kPa)

$esat(T_{max})$ = presión de saturación de vapor a la temperatura máxima diaria (kPa)

HR_{max} humedad relativa máxima (%) HR_{min} humedad relativa mínima (%)

Para periodos de una semana, diez días o un mes, la HR_{max} y la HR_{min} se obtienen dividiendo la suma de los valores diarios entre el número de días del periodo considerado.

Cuando se utilizan instrumentos con los que los errores en la estimación de HR_{min} pueden ser grandes, o cuando la exactitud de los datos es dudosa, se debe utilizar solamente HR_{max} o en su defecto se puede usar la HR_{media} (humedad relativa media), definida como el promedio entre la HR_{max} y HR_{min} .

$$e_{act} = e_{sat}(T_{min}) * [(HR_{max})/100] \quad (83)$$

$$e_{act} = e_{sat}(T_{med}) * [(HR_{med})/100] \quad (84)$$

$$e_{act} = e_{sat} * \left(\frac{HR}{100} \right) \quad (85)$$

$$e_{act} = \left[\frac{HR}{\left(\frac{50}{e_{sat}(T_{min})} \right) + \left(\frac{50}{e_{sat}(T_{max})} \right)} \right] \quad (86)$$

Donde:

e_{act} = la presión actual o real de vapor de aire en kPa

HR = humedad relativa media (%)

e_{sat} = presión de vapor a saturación (kPa)

$e_{sat}(T_{min})$ = presión de vapor de saturación calculada para la temperatura mínima (kpa)

$e_{sat}(T_{max})$ = presión de vapor de saturación calculada para la temperatura máxima (kpa)

$$HR_{med} = \text{humedad relativa media} = \frac{(HR_{min} + HR_{max})}{2} \quad (87)$$

La HR_{max} diaria se mide al amanecer (%) y la HR_{min} se mide en el inicio de la tarde (%).

DÉFICIT DE PRESIÓN DE VAPOR ($E_{SAT} - E_{ACT}$)

El déficit de presión de vapor es la diferencia entre la presión de saturación de vapor ($esat$) y la presión real de vapor ($eact$) durante un determinado periodo.

DEFINICIÓN Y CÁLCULO DE HUMEDAD ATMOSFÉRICA

La humedad atmosférica se puede definir como la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera en un momento dado.

Comúnmente, la humedad se expresa en las siguientes formas:

- 1) Humedad absoluta "a" o densidad del vapor de agua: (cuadro 10) es la cantidad de vapor de agua, contenida en un volumen determinado de aire.

Debido a que la humedad absoluta representa la cantidad de vapor de agua contenida en un volumen de aire, su valor cambiará a medida que el aire se expande o contrae. Puede estimarse con la siguiente expresión:

$$a = \frac{2,167 * e_{act}}{T + 273.16} \quad (88)$$

Donde:

e_{act} = tensión actual o real de vapor, en kPa (1 mbar = 1 hPa)

T = temperatura absoluta, en °C

a = humedad absoluta o densidad del vapor de agua (g vapor de agua/m³ de aire)

2) Humedad específica “q” se refiere a la cantidad de vapor de agua, expresada en gramos, contenida en un kilogramo de aire:

$$q = \frac{622 * e_{act}}{P - 0.378 * e_{act}} \quad (89)$$

Donde:

e_{act} = tensión actual o real de vapor, en kPa (1 mbar = 1 hPa)

P = presión total del aire, expresada en kPa o presión atmosférica

q = humedad específica, en (g de vapor de aire/kg de aire).

3) Tensión o presión actual o real de vapor de agua (e_{act}): Una manera de examinar la cantidad de cualquier gas presente en la atmósfera, es considerando la contribución de ese gas a la presión total ejercida por el aire. El aire está compuesto por distintos gases: nitrógeno, oxígeno, argón, CO₂, vapor de agua, entre lo más importantes. Cada uno de los gases mencionados ejerce una presión denominada presión parcial del gas. Si se considera el vapor de agua actuando por si solo, éste ejerce una presión parcial denominada presión de vapor de agua, la cual es expresada en unidades de presión (Pascuales (Pa), o milibares (mb)). Para estimar la presión actual del vapor de agua, podemos utilizar las siguientes ecuaciones:

a partir de datos de humedad y con la ecuación 85:

$$e_{act} = e_{sat} * \left(\frac{HR}{100} \right)$$

A partir de datos obtenidos a través del psicrómetros (temperatura húmeda y seca):

$$e_{act} = E' - aa * P (T - T_h) \quad (90)$$

Donde:

E' = presión de vapor a saturación correspondiente a la temperatura obtenida con el termómetro húmedo (kPa). El valor de E' se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$E' = 0.6108 * e^{[(17.27 * T_h) / (T_h + 237.3)]} \quad (91)$$

aa = constante psicrométrica, $aa = 0.000662$ (psicrómetros ventilados, tipo Asmann)

P = presión atmosférica (kPa)

T_h = temperatura medida con el termómetro húmedo (°C)

T = temperatura medida con el termómetro normal o seco (°C)

4) **Punto de rocío (Td):** El paso de vapor de agua a estado líquido se denomina condensación. Para que el vapor de agua contenido en el aire se condense, el aire debe ser enfriado hasta una temperatura denominada punto de rocío. El punto de rocío es la temperatura a la cual hay que enfriar el aire para que empiece la condensación, a presión y contenido de humedad constante.

La determinación del punto de rocío se realiza a través del higrómetro de punto de rocío, que permite enfriar el aire por contacto con una superficie metálica pulida y refrigerada. En la práctica, la determinación del punto de rocío se obtiene mediante los cuadros psicrométricos, partiendo de los valores de los termómetros seco y húmedo del psicrómetro.

Con las siguientes ecuaciones se estima el punto de rocío Td:

4.1 a partir de la presión actual de vapor de agua (e_{act}):

$$T_d = \frac{116.91 + 237.3 \cdot \ln(e_{act})}{16.78 - \ln(e_{act})} \quad (92)$$

Donde:

e_{act} = presión de actual del vapor de agua (kPa)

T_d = temperatura de rocío (°C)

4.2 con los datos de humedad relativa y temperatura del aire

$$T_d = T - (14.55 + 0.114 \cdot T) \cdot B - [(2.5 + 0.007 \cdot T) \cdot B]^3 - (15.9 + 0.11 \cdot T) \cdot B^{14} \quad (93)$$

Donde:

$$B = 1 - HR/100 \quad (94)$$

T_d = punto de rocío (°C)

T = temperatura del aire (°C)

HR = humedad relativa (%)

4.3 A partir de la temperatura y la humedad relativa:

$$T_d = (HR/100)^{1/8} \cdot [112 + (0.9 \cdot T)] + (0.1 \cdot T) - 112 \quad (95)$$

A partir del psicrómetro de Assann:

$$T_d = (112 + 0.9 \cdot T_{hum}) \cdot [e_{act} / (e_{sat} \cdot T_{hum})]^{1/8} - 112 + 0.1 \cdot T_{hum} \quad (96)$$

La ecuación 96 tiene un error del orden de 0.3 °C y puede ser utilizada para un intervalo de temperatura entre -40 y 50°C.

5) Humedad relativa (HR): La humedad relativa indica la relación entre la cantidad de vapor de agua contenido en el aire en un momento dado, con respecto a la cantidad máxima que sería capaz de contener a la misma temperatura. La humedad relativa se expresa en porcentaje. El valor máximo de humedad relativa es el 100%, que se produce cuando el aire está completamente saturado de vapor de agua. Un valor de humedad relativa de 60% significa que el aire contiene un 60% del total de vapor de agua que pudiera contener; ó sea que aún puede recibir un 40 % más de vapor de agua. A este 40 % faltante se le denomina déficit de saturación. La humedad relativa

$$HR = \frac{\text{cantidad de vapor de agua presente en el aire en un momento dado} \cdot 100}{\text{cantidad máxima de vapor que puede contener el aire a esa temperatura}} \quad (97)$$

En términos de presión de vapor:

$$HR = (e_{act} / e_{sat}) * 100 \quad (98)$$

Donde :

HR = humedad relativa (%)

e_{act} = presión actual o real del vapor de agua (kPa)

e_{sat} = presión del vapor de agua a saturación (kPa)

El valor de HR_{min} es utilizado en lugar de HR_{med} debido a que es más fácil obtener HR_{min} a partir de T_{max} cuando no se tengan datos de humedad relativa. Además se puede considerar que en condiciones normales T_{min} se aproxima a T_d (es decir HR_{max} = 100 %).

Por loque:

$$VDP = [(100 - Hr_{min})/200] * e_{sat} \{T_{max}\} \quad (99)$$

Donde:

VDP = déficit de presión de vapor

HR_{min} = humedad relativa mínima

e_{sat}(T_{max}) = presión de vapor a saturación correspondiente a la temperatura máxima diaria

Esto es indicativo de que la HR_{min} refleja más acertadamente el impacto del déficit de presión de vapor en un valor de kc (coeficiente del cultivo) que la HR_{med}. Se puede calcular la HR_{min} para intervalos de tiempo diario o mensual:

$$HR_{min} = \frac{e_{sat}(T_{min}) * 100}{e_{sat}(T_{max})} \quad (100)$$

Donde:

e_{sat}(T_{min}) = presión de vapor de saturación a la temperatura mínima diaria del aire

e_{sat}(T_{max}) = presión de vapor de saturación a la temperatura máxima diaria del aire

MEDICIÓN POR MEDIO DE INSTRUMENTOS DE LA HUMEDAD RELATIVA

La humedad relativa se mide a través de los siguientes instrumentos:

Higrómetro de cabello: permite la medición directa de la humedad relativa y se basa en la propiedad del cabello humano en alargarse al estar en presencia del aire húmedo, o de contraerse al disminuir la humedad. El aparato es sencillo y utiliza un haz de cabellos rubio de mujer, el cual va conectado a una aguja que marca la humedad en un círculo numerado en porcentaje.

Las estaciones automatizadas modernas utilizan sensores que poseen una película de un polímero dieléctrico que cambia su constante dieléctrica con los cambios de la humedad del aire.

- a) **Higrotermógrafo:** es un aparato que permite el registro continuo en una banda de papel de la humedad y temperatura del aire. La humedad se registra a través del mismo principio del termógrafo.
- b) **Psicrómetro:** como se ha mencionado, el psicrómetro está compuesto por un termómetro normal o seco y otro cuyo bulbo está envuelto con una muselina humedecida, llamado termómetro húmedo. La diferencia entre la temperatura seca y húmeda se denomina depresión del bulbo húmedo, la cual nos permite estimar la humedad relativa a través de las cuadros psicrométricos.

RELACIÓN ENTRE LA HUMEDAD RELATIVA Y LA TEMPERATURA DEL AIRE

El aire no puede contener una cantidad ilimitada de vapor de agua, sino que llega un punto en que ya no puede contener más. Cuando llega a este punto se dice que el aire está saturado de vapor de agua. Como se mencionó, la cantidad máxima de agua que puede contener el aire depende de su temperatura. Mientras más caliente está el aire, mayor cantidad de vapor de agua puede contener. Ocurre algo parecido cuando se disuelve azúcar en el agua. Cuanto más caliente está el agua, más azúcar puede disolver. Por ello si mantenemos constante la cantidad de vapor de agua contenida en un volumen de aire y comenzamos a enfriarlo, disminuye la capacidad o cantidad máxima de vapor de agua que éste puede contener y por lo tanto aumenta su humedad relativa. Entonces a igual contenido de vapor de agua, si se disminuye la temperatura la humedad relativa aumenta; si se aumenta la temperatura, la HR disminuye.

Supongamos ahora en un vaso con agua, a una determinada temperatura, hemos disuelto toda la azúcar que esa cantidad de agua pudo disolver. Si en estas circunstancias el agua se enfría, sucede que una parte del azúcar disuelto se deposita en el fondo del vaso. Una cosa semejante sucede cuando el aire está saturado de vapor de agua y baja la temperatura: a esa temperatura más baja, el aire no puede contener todo el vapor de agua contenido anteriormente y el exceso de vapor pasa a formar pequeñas gotas de agua. La temperatura a la cual el vapor de agua contenido en el aire saturado se transforma en gotas líquidas se denomina punto de rocío y el proceso es la condensación.

El valor de humedad relativa no proporciona una idea de la humedad real del aire, debido a la influencia de la temperatura en la cantidad máxima de vapor de agua que el

aire puede contener. Por ello, para interpretar adecuadamente valores de humedad relativa, es imprescindible conocer la temperatura del aire.

Ejemplos de cálculo de la humedad atmosférica:

A partir de los datos promedio que se presentan a continuación, correspondientes a registros de la estación meteorológica determinar: a) Presión actual del vapor de agua, b) Punto de rocío, c) Presión de vapor de agua en estado de saturación, d) Humedad específica, e) Humedad absoluta y f) Humedad relativa.

Los datos son los siguientes:

Temperatura del termómetro húmedo: $T_h = 14 \text{ }^\circ\text{C}$

Temperatura del termómetro seco $T_s = 24 \text{ }^\circ\text{C}$

Presión atmosférica $P = 80.65 \text{ kPa}$ (605 mm Hg)

$A_{psi} = 0.000662$ (tipo ventilado Asmann)

a) Presión del vapor de agua: para ello utilizamos la ecuación 91:

$$E' = 0.611 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot T_h}{T_h + 237.3}\right)} \text{ (redondeando en factor)}$$

$$E' = 0.611 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot 14}{14 + 237.3}\right)} \quad E' = 1.599 \text{ kPa}$$

Sustituyendo en la ecuación 90 tenemos:

$$e_{act} = E' - A_{psi} \cdot P \cdot (T - T_h)$$

$$e_{act} = 1.599 - 0.000662 \cdot 80.65 \cdot (24 - 14)$$

$$e_{act} = 1.065 \text{ kPa}$$

La tensión actual del vapor de agua es de 1.065 kPa, lo que significa que, de la presión atmosférica total de 80.65 kPa, apenas un poco más de 1 kPa son debido al efecto del vapor de agua contenido en el aire.

b) Punto de rocío: para ello se utiliza la ecuación 92 que relaciona presión de vapor y temperatura, por medio de la utilización del valor de presión de vapor e_{act} :

$$T_d = 116.91 + 237.3 \cdot \ln(e_{act}) - 16.78 \cdot \ln(e_{act})$$

$$T_d = 116.91 + 237.3 \cdot \ln(1.065)$$

$$T_d = 16.78 - \ln(1.065) = 7.9 \text{ °C}$$

Este valor de punto de rocío significa lo siguiente: el aire existente, para el momento de los registros, presentaba una temperatura de 24 °C. Si se quiere iniciar el proceso de condensación, manifestado por la aparición de gotas de agua, el aire necesita ser enfriado hasta una temperatura de por lo menos 7.9°C.

c) Tensión de vapor de agua a saturación: utilizando en la ecuación 74 como valor de temperatura, la temperatura normal o seca del aire:

$$e_{sat} = 0.611 \cdot e^{((17.27 \cdot T)/(T+237.3))} \quad e_{sat} = 0.611 \cdot e^{((17.27 \cdot 24)/(24+237.3))}$$

$$e_{sat} = 2.985 \text{ kPa}$$

Si el aire se encontrara saturado de vapor de agua, la presión que ejercería el mismo sería de 2.985 kPa.

d) Humedad absoluta: se estima utilizando la ecuación 88

$$a = \frac{2167 \cdot e_{act}}{T + 273.16}$$

$$a = \frac{2167 \cdot 1.065}{24 + 273.16}$$

$$a = 7.77 \text{ g / m}^3$$

En cada metro cúbico de aire, existe 7.77 g de vapor de agua.

e) Humedad específica: se obtiene a través de la ecuación 89

$$q = \frac{622 \cdot e_{act}}{P - 0.378 \cdot e_{act}}$$

$$q = \frac{2167 \cdot 1.065}{80.65 - 0.378 \cdot 1.065}$$

$$q = 8.25 \text{ g/kg}$$

En cada kilogramo de aire existen 8.25 g de vapor de agua.

f) Humedad relativa: determinada por la ecuación 85

$$HR = (e_{act} / e_{sat}) \cdot 100$$

$$HR = (1.065 / 2.985) \cdot 100 = 35.7 \%$$

Este valor de humedad relativa nos dice que en el aire existe apenas un 35.7% del total de vapor de agua que este puede contener. Existe un déficit de saturación de 100 - 35.7 = 64.3% lo que quiere decir que el aire necesita un 64.3% más de vapor de agua para llegar a saturarse.

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

El aire, como cualquier otro cuerpo sujeto a la acción de la gravedad, tiene un peso y ejerce una presión sobre la superficie terrestre. La presión atmosférica se define como la fuerza que ejerce la atmósfera terrestre sobrecada unidad de superficie. La presión atmosférica sobre un lugar es explicada por el peso de las capas de aire que se encuentran encima de él. Estas capas son menos densas a medida que se asciende sobre el lugar, por lo cual la presión va siendo menor con la altura.

El término presión normal se refiere a la presión existente a nivel del mar, a 0°C de temperatura y a 45° de latitud y es equivalente a 760 mm de mercurio, 101.32 kPa, 1 atmósfera, 1013.3 milibares ó 1032.2 g/cm²

MEDIDA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

UNIDADES

Torricelli en 1643 realizó el siguiente experimento: tomó un tubo de vidrio de 90 centímetros de largo, con el extremo superior cerrado, lo llenó de mercurio y lo colocó verticalmente por el extremo abierto en un recipiente parcialmente lleno del mismo líquido. Al hacer esto, el mercurio empezó a bajar hacia el recipiente hasta detenerse. Al medir la columna de mercurio en el tubo, encontró que tenía unos 76 cm de altura (760 mm de mercurio). Torricelli llegó a la conclusión de que el peso de la columna de mercurio dentro del tubo, era igual al peso del aire sobre el recipiente y lo equilibraba. Se había encontrado el procedimiento para medir la presión atmosférica.

Las unidades más utilizadas para expresar la presión atmosférica son:

- milímetros de mercurio (mmHg)
- bares (bar), centibares (cb), milibares (mb)
- kilo Pascal (kPa); hectopascal (hPa), mega pascales (MPa)
- kilogramos por centímetro cuadrado (kg/cm²)
- atmósferas (atm)
- metros de columna de agua (mca, centímetros de columna de agua (cmca))

1 atm = 1013.3 mb = 1013.3 hPa = 101.3 kPa = 760 mm Hg = 1032.2 g/cm² = 1.032 kg/cm² = 10.32 mca = 1032 cmca

EQUIPOS DE MEDIDA

- 1- Barómetro de mercurio: este instrumento ofrece la manera más exacta y más utilizada para determinar la presión atmosférica. Su principio es el experimento de Torricelli. La presión del momento se lee en una escala graduada en mb, mm o pulgadas de mercurio. Los barómetros de mercurio llevan adosado un termómetro, motivado a que su lectura debe ser corregida por el efecto de ella sobre el mercurio.
- 2- Barómetro anerode: consiste en una cápsula o caja metálica herméticamente cerrada, dentro de la cual se ha hecho vacío. Las caras superior e inferior son circulares y corrugadas, y un resorte las separa. El aumento de la presión atmosférica origina que la cápsula se aplaste y deforme. Estos ligeros aplastamientos y distensiones son transmitidos por un juego de palancas, hasta una escala graduada indicadora de presión. Los barómetros aneroides se calibran con un barómetro de mercurio y a su lectura no es necesario hacerles corrección, pues a pesar de ser afectados, en su diseño se toma en cuenta tal factor. Estos barómetros son de uso común en expediciones de montaña y aviación debido a que son la base de los altímetros.
- 3- Barógrafo y microbarógrafo: constituidos por cápsulas aneroides, están conectados a un sistema de palanca - plumilla con tinta - banda de papel, que permite obtener un registro continuo de la variación de la presión en el tiempo.

ESTIMACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica decrece con la altitud a una tasa aproximada de 1 kPa por cada 80 metros de incremento en altitud (en la tropósfera) y se puede estimar mediante la siguiente ecuación

$$P = P_o * \left\{ \left[\frac{T_{ko} - a \cdot (z - z_o)}{T_{ko}} \right] \right\}^{g/(a \cdot R)} \quad (101)$$

Donde:

P = presión atmosférica a la elevación z (kPa)

P_o = presión atmosférica al nivel del mar = 101.3 (kPa)

z = elevación (m)

z_o = elevación en el nivel de referencia (m)

g = aceleración de la gravedad = 9.807 (m/s²)

R = constante específica de los gases = 287 [J/(kg*K)]

a = tasa constante de aire húmedo = 0.0065 (K*m)

T_{ko} = temperatura de referencia (K) en la elevación z_o dada por T_{ko} = 273.16 + T

Donde:

T = temperatura media del aire para el periodo de cálculo (°C)

Cuando se asume P_o = 101.3 (kPa) a z_o = 0, y T_{ko} = 293 (K) para T = 20 [°C], la ecuación para el cálculo de la presión atmosférica de un sitio ubicado a una altitud z se transforma en:

$$P = 101.3 * \left(\frac{293 - 0.0065 * z^{5.26}}{293} \right) \quad (102)$$

Donde:

P = presión atmosférica, (kPa)

z = elevación del sitio, en metros sobre el nivel del mar (msnm)

Ejemplo:

Estimar la presión atmosférica para La Chinchilla ubicada a una altitud de 1600 msnm.

Utilizando la ecuación 102 tenemos:

$$P = 101.3 * \left(\frac{293 - 0.0065 * 1600^{5.26}}{293} \right)$$

$$P = 83.76 \text{ kPa}$$

CALOR LATENTE DE VAPORIZACIÓN

Para pasar de la fase líquida a la fase de vapor se necesita una absorción de energía por parte de las moléculas líquidas, ya que la energía total de estas es menor que la de las moléculas gaseosas. En el caso contrario, en la condensación, se produce un desprendimiento energético en forma de calor. El calor absorbido por un líquido para pasar a vapor sin variar su temperatura se denomina calor de vaporización. Se suele denominar calor latente de vaporización cuando nos referimos a un mol. Se estima mediante la siguiente ecuación:

$$\lambda = 2.501 - (2.361 * 10^{-3}) * T$$

Donde:

λ = calor latente de vaporización (MJ/kg)

T = temperatura del aire (°C)

El calor latente de vaporización varía levemente si se consideran rangos normales de temperatura, debido a esto, se puede considerar un valor constante para $T = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ un $\lambda = 2.45\text{ MJ kg}^{-1}$

CONSTANTE PSICOMÉTRICA (γ)

La constante psicométrica, γ , se calcula por:

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P = 0.665 \cdot 10^3 \cdot P}{\epsilon \cdot \lambda} \quad (104)$$

Donde:

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$), P = presión atmosférica (kPa)

λ = calor latente de vaporización 245 (MJ/kg) a $20\text{ }^{\circ}\text{C}$

c_p = calor específico a presión constante, $1.013 \times 10^{-3}\text{ MJ/(kg}^{\circ}\text{C)}$

ϵ = cociente del peso molecular de vapor de agua /aire seco = 0.622 .

Ejemplo de cálculo de la γ utilizando el valor calculado de presión atmosférica anterior:

$$\gamma = 0.665 \cdot 10^{-3} \cdot P$$

$$\gamma = 0.665 \cdot 10^{-3} \cdot 83.76\text{ kpa}$$

$$\gamma = 0.0557\text{ (kpa}/^{\circ}\text{C)}$$

CORRECCIONES DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

Las lecturas de los barómetros de mercurio no se utilizan directamente, debiendo ser corregidas a condiciones estándar: $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 45° de latitud. Por consiguiente, los aparatos leídos en estas condiciones no requieren correcciones.

- a. Corrección por temperatura: la columna de mercurio, además de variar por la presión atmosférica, responde a variaciones de la temperatura. Por consiguiente, si se desea una medida correcta de la presión atmosférica, la lectura observada debe ser reducida a una temperatura de comparación preestablecida, la cual es $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. La corrección por temperatura puede hacerse a través de la siguiente ecuación:

$$B' = B - 0.0001634 \cdot B \cdot T \quad (105)$$

Donde:

B' = es la lectura corregida por temperatura, en mm Hg

B = lectura barométrica, en mm Hg

T = temperatura del termómetro adherido, en $^{\circ}\text{C}$

- b. Corrección por gravedad: los barómetros se leen sin necesidad de corrección a una latitud de 45° , valor que se presenta aproximadamente a una aceleración de la gravedad de 980.62 cm/s^2 y nivel del mar. La corrección por gravedad se realiza a través de la ecuación siguiente:

$$B'' = B' + B' \cdot (g_h - g_s) / g_s \quad (106)$$

Donde:

B'' = lectura corregida por gravedad

B' = lectura corregida por temperatura

g_s = gravedad estándar o normal,

$g_s = 980.665\text{ cm/seg}^2$

La gravedad del lugar, g_h , se puede estimar a través de la siguiente ecuación:

$$g_h = 980.618 - 2.586 \cdot \cos(2\phi) + 0.003 \cdot \cos(4\phi) - 0.0003086 \cdot h \quad (107)$$

Donde:

h= altitud del lugar (m)

ϕ = latitud geográfica, en grados.

Ejemplo:

Corregir la lectura barométrica efectuada en la estación meteorológica del campo de aterrizaje de Perez Zeledón, suponiendo una ubicación a una latitud de 09'22" y a 581.0 msnm. La presión medida fue de 950.4 milibares = 713 mm Hg y la temperatura observada de 23.3 °C.

Corrección portemperatura

$$B' = B - 0.0001634 \cdot B \cdot T \quad \text{ecuación 105}$$

$$B' = 713 - 0.0001634 \cdot 713 \cdot 23.3$$

$$B' = 710.29 \text{ mm Hg}$$

Corrección por gravedad

La gravedad del sitio la calculamos a través de la ecuación 107:

$$g_h = 980.618 - 2.586 \cdot \cos(2\phi) + 0.003 \cdot \cos(4\phi) - 0.0003086 \cdot h$$

$$g_h = 980.618 - 2.586 \cdot \cos(2 \cdot 9.37) + 0.003 \cdot \cos(4 \cdot 9.37) - 0.0003086 \cdot 581.0$$

$$g_h = 977.99 \text{ cm} / \text{seg}^2$$

Utilizando la ecuación 106:

$$B'' = \frac{B' + B' \cdot (g_h - g_s)}{g_s}$$

$$B'' = \frac{710.29 + 710.29 \cdot (977.99 - 980.665)}{980.665}$$

$$B'' = 708.4 \text{ mm Hg}$$

$$B'' = 944.4 \text{ milibares}$$

REDUCCIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA A NIVEL DEL MAR

La distribución de la presión atmosférica un área determinada se muestra a través de un plano de isobaras. Las isobaras son líneas que unen puntos de igual presión atmosférica, las cuales se obtienen interpolando los registros de estaciones medidoras repartidas en el área. Para que las lecturas de barómetros, ubicados a distintas altitudes, puedan ser utilizadas para la confección de un mapa de isobaras, se debe reducir las mismas a un plano de referencia: el nivel del mar, cuya altitud es igual a cero. La reducción a nivel del mar se puede realizar a través de la ecuación (102) presentada por Guevara(1988)

$$\text{Log } P_o = \text{Log } P + H / (67.4 \cdot T) \quad (108)$$

Donde:

P_o = presión reducida a nivel del mar (mb)

P = lectura barométrica (mb)

H = altura de la estación (m)

T = temperatura del aire (K)

VARIACIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica experimenta variaciones en sentido vertical y horizontal. Con respecto al tiempo, la presión atmosférica en los trópicos presenta variaciones muy pequeña, con diferencia entre la presión mínima y máxima no mayor de 2 o 3 mm Hg.

VARIACIÓN VERTICAL DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

Por ser la presión atmosférica en cualquier lugar, el resultado del peso del aire encima de él, mientras más elevado esté el lugar menor será la capa de aire que soporta y por consiguiente menor será su presión.

La presión atmosférica decrece con la altura pero esta disminución no es regular ni constante. Sin embargo en las capas más bajas, hasta unos 500 metros, puede considerarse constante, con una disminución de 1 mm Hg por cada 10 metros de ascenso o 1 mb por cada 8 metros, denominado gradiente bórico vertical (GBV), es decir: $GBV = 1 \text{ mmHg} / 10 \text{ m} = 1 \text{ mb} / 8 \text{ m} = 0.1 \text{ kPa} / 8 \text{ m}$

A medida que ascendemos en la atmósfera, el efectos de la altura sobre la temperatura y humedad reducen la densidad del aire, por lo que la presión atmosférica decrece a una tasa menor; así a los 1,500 msnm el gradiente es de 1 mm Hg por cada 12.3 metros, a los 3,500 msnm es de 1 mm Hg

/15.9 m y a los 6,000 msnm se requiere de un ascenso de 22.8 metros para bajar 1 mm de mercurio de presión.

VARIACIÓN HORIZONTAL DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica en sentido horizontal varía de un punto a otro (Figura 121). Pero,

esta variación se considera muy pequeña en comparación con la variación vertical la cual es unas 10,000 veces mayor que la horizontal.

Si consideramos dos puntos ubicados a la misma altitud, pensamos inmediatamente que ambos deben soportar la misma presión atmosférica, debido a existe por encima de ellos la misma altura de aire. Sin embargo, el valor de la presión atmosférica es debido al peso de esa columna de aire y este peso depende de su densidad, por lo que pueden presentarse diferencias en la densidad del aire que traen consigo diferencias horizontales de la presión atmosférica.

El peso de un determinado volumen de aire varía con la temperatura y humedad. El aire, al calentarse aumenta de volumen y se hace menos denso que cuando está frío, ya que aquel está más disperso y éste más concentrado. Por otra parte, el vapor de agua pesa menos que el aire; por tanto una columna de aire que contenga mucho vapor de agua pesa menos que una columna de aire seco.

Cuando por diferencia en la densidad del aire que soportan, dos puntos ubicados a la misma altitud, presenten diferente presión atmosférica ocurre un desequilibrio que tiende a equilibrarse en forma natural, mediante un desplazamiento de aire de la zona de mayor presión a la zona de menor presión. Este desplazamiento en sentido horizontal del aire recibe el nombre de viento.

La variación horizontal de la presión atmosférica en un área se representa mediante las isobaras. El viento sopla en dirección paralela a las isobaras con una ligera inclinación hacia la isobara de menor presión. Cuando las isobaras se concentran alrededor de un punto, en forma de curvas cerradas, se forma una depresión o un anticiclón. Se dice que en un área existe una depresión o zona de baja presión, cuando la presión atmosférica va disminuyendo a medida que nos acercamos al centro;

situación que es relacionada con condiciones de tiempo lluvioso. Asimismo, si la presión va aumentando a medida que nos acercamos al centro, se presentará un anticiclón o zona de alta presión, que se asocia a condiciones de buen tiempo.

EFFECTOS DE LA ATMÓSFERA SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR

REFLEXIÓN, ABSORCIÓN Y DISPERSIÓN

La tierra recibe, en el límite superior de su atmósfera, una cantidad de radiación solar promedio de $1.94 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ ($118.2 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día})$), valor que se denomina constante solar. Este valor varía de acuerdo a la distancia tierra-sol, siendo de $2 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ en perigeo (se denomina perigeo al punto de la órbita elíptica que recorre un cuerpo natural o artificial alrededor de la Tierra, en el cual dicho cuerpo se halla más cerca del centro de la misma) y $1,88 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ en apogeo (es el punto en una órbita elíptica alrededor de la Tierra, en el que un cuerpo se encuentra más alejado del centro de ésta). De esta cantidad de radiación sólo una parte llega a alcanzar la superficie de la tierra, debido al efecto de la atmósfera sobre ella. Tres causas alteran fuertemente la radiación solar en su paso a través de la atmósfera: la reflexión, la absorción y la dispersión. Si consideramos como 100 % la radiación que llega al tope de la atmósfera, la influencia de estos factores es la siguiente:

- por efecto de la reflexión un 37 % es devuelto al espacio; de ese porcentaje un 7 % es radiación reflejada por la superficie de la tierra, un 22 % por las nubes y un 8 % por la cima y capas de la atmósfera.
- por efecto de la absorción, un 17 % de la radiación no llega a la superficie terrestre. Los constituyentes atmosféricos con mayor responsabilidad en la absorción de

radiación son el ozono, O_3 y el N_2 .

- La dispersión o cambios de dirección de la radiación por efecto de las moléculas y partículas de la atmósfera influye en un 10 % de la radiación solar incidente (el color del cielo es debido a la dispersión de la radiación de longitud de onda correspondiente a los rayos visibles azules).

El efecto general de la atmósfera al absorber, reflejar y dispersar la radiación solar incidente, consiste en que solamente llega a la superficie terrestre un 43 %. De esta cantidad, un 7 % es reflejado por la superficie y el resto, un 36 %, es absorbido casi totalmente por la tierra que al calentarse irradia a la atmósfera radiación de longitud de onda larga, la cual permite el calentamiento atmosférico.

EFFECTO SELECTIVO DE LA ATMÓSFERA

Es una de las propiedades más importante de la atmósfera. El comportamiento selectivo consiste en que la atmósfera deja pasar fácilmente las radiaciones de onda corta, provenientes del sol, mientras que absorbe y dificulta el paso de las radiaciones de longitud de onda larga, irradiadas por la tierra. Los constituyentes atmosféricos que ejercen mayor absorción selectiva son el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. Es por ello que la radiación solar atraviesa la atmósfera sin calentarla apenas, debido a que la radiación entrante, emitida por el sol, es de onda corta en forma de luz y la atmósfera no la retiene. La superficie de la tierra absorbe los rayos de luz y se calienta. Una vez que se ha calentado irradia su calor en longitudes de onda larga (rayos infrarrojos), que pueden ser retenidos por el vapor de agua y por el dióxido de carbono de la atmósfera. Por consiguiente, el sol no calienta directamente a la atmósfera sino que lo hace por intermedio de la tierra.

La misión del vapor de agua es análoga a la del cristal de un invernadero. El cristal deja

pasar la radiación de onda corta, en forma de luz, que se transforman en calor en el suelo del invernadero; el suelo caliente irradia calor, pero esta radiación de calor, de mayor longitud de onda, no sale a través del cristal y calienta el aire interior (Figura 119).

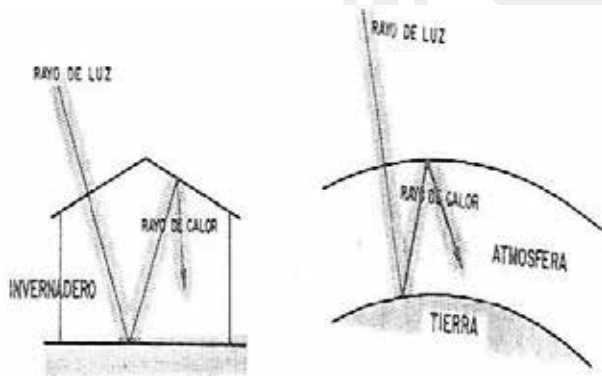


FIGURA 119. CALENTAMIENTO DE LA TIERRA POR RADIACIÓN DE ONDA LARGA

RADIACIÓN NETA

La radiación neta es la porción de la radiación solar realmente aprovechada en la superficie de la tierra y que representa la diferencia entre la radiación neta entrante de onda corta, proveniente del sol tanto en forma directa como difusa y la radiación neta saliente de onda larga. Esta radiación neta representa la fuente de energía que es invertida en los procesos de la fotosíntesis, evaporación y el calentamiento del aire, suelo y agua (Figura 120).

Si se considera el caso de una superficie cultivada, la radiación neta puede ser utilizada en los siguientes procesos:

1. evaporación del agua y transpiración de las plantas (ET)
2. calentamiento del aire (H)
3. calentamiento del suelo (G)
4. almacenamiento de calor en las plantas (S)
5. fotosíntesis (F)

Esto puede ser expresado a través de la ecuación del balance de energía:

$$R_n = H + ET + G + S + F \quad (109)$$

En la gran mayoría de cultivos, los procesos de fotosíntesis y almacenamiento temporal de calor por parte de la vegetación, son mucho menores que los demás términos del balance de energía, por lo que son generalmente ignorados, quedando la ecuación como:

$$R_n = H + ET + G \quad (110)$$

MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN NETA

La radiación neta (R_n) se mide directamente a través de un instrumento denominado radiómetro neto. El radiómetro neto consta de dos domos, uno dirigido hacia arriba, para detectar la radiación neta entrante de onda corta, y otro dirigido hacia abajo para detectar la radiación neta saliente de onda larga. El principio de medición se basa en la diferencia de temperaturas producida en dos placas metálicas (con termopares incluidos), temperaturas que están relacionadas con la cantidad de radiación recibida (entrante o proveniente de la superficie).

ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA

Debido al elevado costo de los instrumentos que miden radiación neta, en la práctica se realizan estimaciones de este parámetro con base en las mediciones de radiación solar o insolación. A continuación se presenta el procedimiento de la FAO (1990) para estimar la radiación neta que se basa en la siguiente ecuación:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (111)$$

Donde:

Rn = radiación neta (mm/día)

Rns = radiación solar entrante de onda corta (mm/día)

Rnl = radiación neta saliente de onda larga (mm/día)

La ecuación se basa en el balance de radiación aprovechado en la tierra. Al tope de la atmósfera llega una cantidad máxima de radiación denominada R_a (Figura 120 y cuadros 28, 29 y 30). Una parte de R_a es absorbida y dispersada cuando pasa por la atmósfera. El resto, incluyendo parte de la radiación dispersada (difusa), llega a la superficie de la tierra y se denomina radiación solar R_s . Una parte de R_s es reflejada directamente por el suelo, cultivos u otras superficies, representando una fracción de R_s , que es estimada como $\alpha \times R_s$. La parte que es absorbida es la radiación neta entrante R_{ns} ; es decir

CALCULO DE RNS

$$R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s \quad (112)$$

α = albedo (cuadros 25 y 26) o relación entre la radiación reflejada y la radiación incidente

Posteriormente de la radiación absorbida R_{ns} , la tierra devuelve a la atmósfera una parte (contra irradiación) en forma de radiación de longitud de onda larga, denominada como radiación neta saliente de onda larga R_{nl} . La diferencia entre R_{ns} y R_{nl} es la radiación realmente aprovechada en la tierra, llamada la radiación neta.

$$\text{Evaporación equivalente (mm/d)} = 0.408 * \text{Radiación MJ}/(\text{m}^2 * \text{día}) \quad (113)$$

El albedo: es muy variable de acuerdo al tipo de superficie y el ángulo de incidencia o la pendiente de la superficie terrestre. Su valor puede ser tan elevado como 0.95 para la nieve recientemente caída y tan bajo como 0.05 para un suelo desnudo y húmedo. Una cubierta verde de vegetación tiene un albedo de entre 0.20 a 0.25. Para el cultivo de referencia, se asume que α tiene un valor de 0.23.

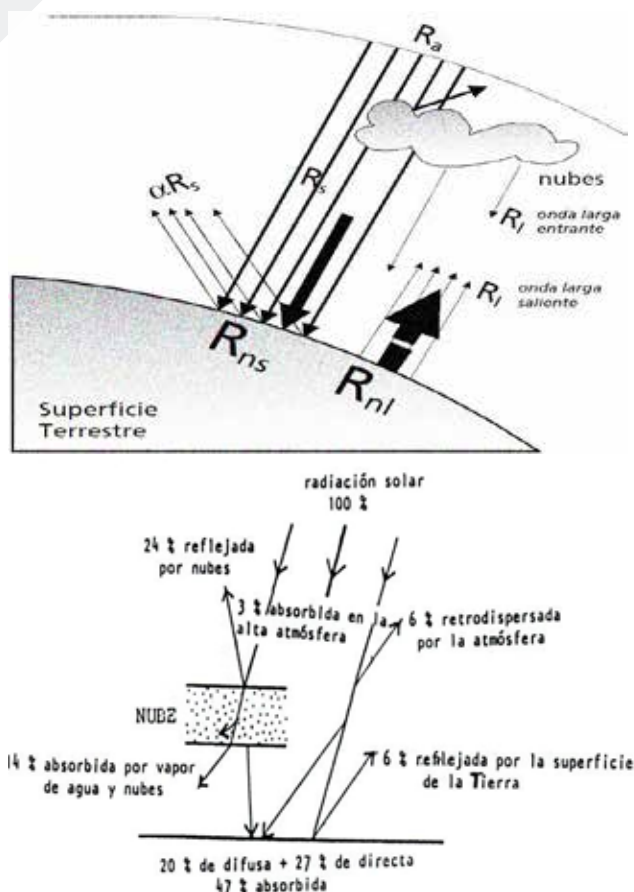


FIGURA 120. COMPONENTES DE LA RADIACIÓN SOLAR EN EL SISTEMA TIERRA ATMÓSFERA Y SU BALANCE APROXIMADO. FAO(1990)

La radiación solar R_s es la registrada en el actinógrafo o el piranómetro. De no contarse con este tipo de registros se puede recurrir a las mediciones de insolación, a través de la siguiente ecuación:

$$R_s = R_a * (0.25 + 0.50 * n/N) \quad (114)$$

Donde:

R_s = radiación solar en (mm/d), o en MJ/(m²*d) dependiendo de las unidades de R_a que se usen R_a = es la radiación extraterrestre (mm/d), (Cuadros 28 y 29). También R_a puede ser en MJ/(m²*d) según cuadro 30 N = es la duración máxima diaria de horas de fuerte insolación, (Cuadro 31 y 32).

n = valores de insolación, registrados con el heliofanógrafo.

CALCULO DE RNL

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que el sol, emite energía radiante con longitudes de onda más largas que el sol. Por ello, la radiación terrestre se conoce como radiación de onda larga. La radiación de onda larga emitida por el planeta es absorbida por la atmósfera o perdida hacia el espacio.

La radiación de onda larga recibida por la atmósfera aumenta su temperatura. Por consiguiente, la atmósfera irradia también energía.

Parte de la radiación emitida por la atmósfera se dirige nuevamente hacia la superficie terrestre. Por lo tanto, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación de onda larga entrante y saliente se llama radiación neta de onda larga, R_{nl} . Como la radiación saliente

de onda larga es casi siempre mayor que la radiación entrante, R_{nl} representa una pérdida de energía.

Procedimiento 1:

Con respecto a la radiación neta saliente R_{nl} , se puede utilizar la ecuación desarrollada por Doorembos y Pruitt, citada por Grassi (1993):

$$R_{nl} = f(t) * f(ed) * f(n/N) \quad (115)$$

Donde:

$f(t)$ función de la temperatura

$f(ed)$ función de la tensión de vapor del aire

$f(n/N)$ función de la fracción de insolación

- $f(t)$ se consigue en la cuadro 56 en función de la temperatura del aire o se calcula mediante la ecuación

$$f(t) = \sigma * T^4 \quad (116)$$

T = temperatura media en K ($K = ^\circ C + 273,16$)

σ = constante de Stefan-Boltzman = $4,903 * 10^{-9}$ MJ/(K⁴*m²*d)

$f(t)$ = función de la temperatura MJ/(m²*d) $f(t)$ (mm/d) = $0,408 * f(t)$ [MJ/(m²*dia)]

También puede ser $\sigma = (5,67 \pm 0,3) * 10^{-8}$ W/(m²*k⁴)

- $f(n/N)$ se calcula según la siguiente ecuación:

$$f(n/N) = a + b * n/N \quad (117)$$

Donde:

El coeficiente a de la f(n/N) toma valores de 0.1 en Inglaterra, en las zonas ecuatoriales 0.5 y en la cuenca del Mediterraneo 0.3. El coeficiente b asume valores de 0.9; 0.5 y 0.7 respectivamente para dichas zonas. Por lo que la ecuación 117 queda expresada de la siguiente manera:

$$f(n/N) = 0.5 + 0.5 * n/N \quad (117)$$

- f(ed) se calcula a través de la siguiente ecuación:

$$f(ed) = 0.34 - 0.044 * (e_{act})^{0.5} \quad (118)$$

Donde e_{act} es la presión actual o presión real de vapor de aire en milibares (mb), calculada según la ecuación 85 como:

$$e_{act} = \left(\frac{e_{sat} * HR}{100} \right) \quad (\text{ecuación 85})$$

Dónde:

e_{sat} = se utilizan los valores de presión de vapor de aire a saturación, en milibares (mb), los cuales se obtienen en el Cuadro 9 y 48 o se utiliza la ecuación 74.

HR = es la humedad relativa del aire, en porcentaje Procedimiento 2:

$$Rnl = \sigma * [(T_{max,k})^4 + (T_{min,k})^4] * [0.34 - 0.14 * (e_{act})^{0.5}] * (1.35 * \frac{Rs}{2 Rso} - 0.35) \quad (119)$$

σ = constante de Stefan-Boltzmann [4.903x10⁻⁹ MJ/(K⁴*m²*d)]

$T_{max,K}$ = temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas (ecuación 72)

$T_{min,K}$ = temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas (ecuación 72)

e_{act} = presión de vapor real (kPa)

Rs = radiación solar medida o calculada en MJ/(m²*d)

Rso = radiación en un día despejado en MJ/(m²*d) (ecuación 121 y cuadro 27)

Rs/Rso = radiación relativa de onda corta (valores ≤ 1.0) Rnl = Radiación neta de onda larga en [MJ/(m²*día)] Luego:

$$Rnl \text{ (mm/d)} = 0.408 * Rnl[\text{MJ}/(\text{m}^2 * \text{día})] \quad (120)$$

Donde:

Rso que es la radiación en un día despejado en MJ/ (m²*d), se observa que se necesita para obtener el valor de radiación neta de onda larga, para lo cual una buena aproximación de Rso totalmente válida para alturas menores a los 6000 msnm para periodos diarios está dada por:

$$Rso = (0.75 + 2 * 10^{-5} * z) * Ra \quad (121)$$

Donde:

Ra = radiación extraterrestre en MJ/ (m²*d) o en mm/d siempre que tengan las mismas unidades Rs y Rso

Ejemplo:

Estimar la radiación neta para el mes de Marzo, en un campo cultivado con gramíneas (albedo = 0.23), situado en Turrialba. Los datos suministrados por la estación meteorológica, son los siguientes:

- Temperatura media del aire, mes de marzo: 24.0 °C
- Humedad relativa media : 82%
- Insolación : 5.4 horas
- Latitud del lugar : aproximadamente 10°N

Solución:

1. Se determina la radiación neta entrante, R_{ns}

- Como desconocemos el dato de radiación solar, R_s , se podría estimar el mismo utilizando:

$$R_s = R_a * (0.25 + 0.50 * n/N) \quad (\text{ecuación 114})$$

El valor de radiación extraterrestre R_a , se obtiene del Cuadro 28, en función de la latitud y el mes del año. En nuestro caso, para una latitud de 10 oN y mes de marzo, $R_a = 15.3$ mm/día. El valor de N , obtenido del Cuadro 31, es $N = 11.9$ horas.

$$R_s = 15.3 \times (0.25 + 0.50 * \frac{5.4}{11.9})$$

$$R_s = 7.3 \text{ mm/día}$$

- La radiación neta entrante sería entonces:

$$R_{ns} = R_s (1 - \alpha) \quad (\text{ecuación 112})$$

$$R_{ns} = 7.3 (1 - 0.23)$$

$$R_{ns} = 5.62 \text{ mm/día}$$

2. Radiación neta saliente, R_{nl}

2.1 Para determinar la función de temperatura, $f(t)$, se puede obtener de la siguiente manera:

2.1.1. entramos a el cuadro 56 con la temperatura de 24 °C, conseguimos un valor de $f(t) = 15.4$ (mm/d).

2.1.2 Utilizando la ecuación 116: $f(t) \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día}) = \sigma * T^4$

$$f(t) \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día}) = 4.903 * 10^{-9} \text{ MJ}/(\text{K}^4 * \text{m}^2 * \text{d}) * (24 + 273.16)^4 \text{K}^4$$

$$f(t) \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día}) = 38.2214 \quad f(t) \text{ (mm/d)} = 0.408 * 38.2214$$

$$f(t) \text{ (mm/d)} = 15.5943$$

2.2 Se determina la función de insolación, a través de la ecuación 117:

$$f(n/N) = 0.5 + 0.5 * n/N$$

$$f(n/N) = 0.5 + [0.5 * (5.4 / 11.9)]$$

$$f(n/N) = 0.7268$$

El valor de N , se obtuvo del cuadro 31, entrando con la latitud de 10° N, hemisferio norte, y el mes de marzo, $N = 11.9$.

2.3 Se determina la función de la tensión de vapor, $f(ed)$: para ello, primero se busca la tensión de vapor a saturación, e_{sat} , en los cuadros 9 o 48 entrando con la temperatura. A una $T = 24$ oC corresponde $e_{sat} = 29.8$ milibares. Posteriormente calculamos la tensión actual de vapor de agua:

$$e_{act} = \frac{e_{sat} * HR}{100} \quad (\text{ecuación 85})$$

$$e_{act} = \frac{29.8 * 82}{100}$$

$$e_{act} = 24.43 \text{ milibares}$$

$$f(ed) = 0.34 - 0.044 * (e_{act})^{0.5}$$

$$f(ed) = 0.34 - 0.044 * (24.43)^{0.5}$$

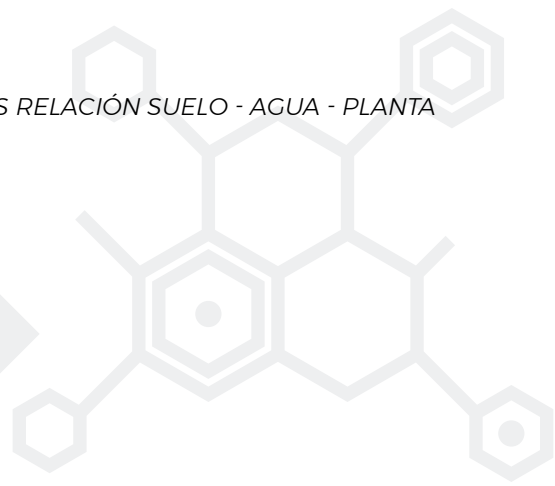
$$f(ed) = 0.12 \quad (\text{comparar con el cuadro 56})$$

2.4 La radiación neta saliente será por lo tanto

$$R_{nl} = f(t) * f(ed) * f(n/N)$$

$$R_{nl} = 15.5943 * 0.12 * 0.7268$$

$$R_{nl} = 1.36 \text{ mm/día}$$



La radiación neta:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{ecuación 111})$$

$$R_n = 5.62 - 1.36$$

$$R_n = 4.26 \text{ mm/día}$$

¿Si se contara con el dato de radiación del actinógrafo (Radiación solar = 387 cal/cm²/día = 6.6 mm/día), cuál sería el valor de radiación neta?

1. Se determina la radiación neta entrante, R_{ne}

$$R_{ns} = R_s (1 - \alpha) \quad (\text{ecuación 112})$$

$$R_{ns} = 6.6 (1 - 0.23)$$

$$R_{ns} = 5.1 \text{ mm/día}$$

2. La radiación neta será:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{ecuación 111})$$

$$R_n = 5.1 - 1.36$$

$$R_n = 3.74 \text{ mm/día}$$

Este valor es diferente al obtenido en el punto A, pero es más exacto considerando que el valor de R_s fue medido y no estimado como en el punto A

CUADRO 25. ALBEDOS (α) TÍPICOS DE VARIAS SUPERFICIES

Superficie	(%)	Superficie	(%)	Superficie	(%)
Nieve, fresca	75-90	Suelo, arenoso	20-25	Concreto	15-37
Nieve, vieja	35-70	Cal	45	Edificios	9
Hielo	60	Yeso	55	Urbano, medios	15
Agua, profunda	5 a 20	Gramito	dic-18	Cañas de azúcar	15
Arcilla, húmeda	16	Piedras	20-30	Maíz	18
Arcilla, seca	23	Duma, arena	20-45	Algodón	20-22
Nubes, gruesas	70-95	Marga, seca	23	Bosque, confieras	5 a 15
Nubes, finas	20-65	Marga, Húmeda	16	Gramma, verde	26

CUADRO 26. VALORES DE ALBEDO (α) PARA DIFERENTES SUPERFICIES. GRASSI (1993)

Cobertura	Albedo	Cobertura	Albedo
Agua	0.05	Suelo oscuro	0.05-0.16
Concreto	0.4	Suelo Claro	0.20-0.43
Naranjas	0.17	Suelo humedo	0.1
Barbecho	0.08-0.10	Papa	0.20-0.25
Cultivos horticolas		Caña de azucar	0.05-0.25
Comunes	0.24-0.28		
		Gramineas y pastos	0.15-0.25

CUADRO 27. RADIACIÓN SOLAR PROMEDIO (RSO) PARA CIELOS SIN NUBES EXPRESADOS EN CAL/(CM²*D)

$1 \text{ CAL}/(\text{CM}^2*\text{D}) = 0.0419 \text{ MJ}/(\text{M}^2*\text{D})$

Lat	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
60	58	152	319	533	671	763	690	539	377	197	87	35
55	100	219	377	558	690	780	706	577	430	252	133	74
50	155	290	429	617	716	790	729	616	480	313	193	126
45	216	365	477	650	729	797	748	648	527	371	260	190
40	284	432	529	677	742	800	755	674	567	426	323	248
35	345	496	568	700	742	800	761	697	603	474	380	313
30	403	549	600	713	742	793	755	703	637	519	437	371
25	455	595	629	720	742	780	745	703	660	561	486	423
20	500	634	652	720	726	760	729	697	680	597	537	474
15	545	673	671	713	706	733	706	684	697	623	580	519
10	584	701	681	707	684	700	681	665	707	648	617	565
5	623	722	690	700	652	663	645	645	710	665	650	606
0	652	740	694	680	623	627	616	623	707	684	680	619
5	648	758	690	663	590	587	577	590	693	690	727	677
10	710	772	681	640	571	543	526	558	680	690	727	710
15	729	779	665	610	516	497	497	519	657	687	747	739
20	748	779	645	573	474	447	445	481	630	677	753	761
25	761	779	626	533	419	400	406	439	600	665	767	777
30	771	772	600	497	384	353	358	390	567	648	767	793
35	774	754	568	453	335	300	310	342	530	629	767	806
40	774	729	529	407	281	243	261	290	477	603	760	813
45	774	704	490	357	229	187	203	235	477	571	747	813
50	761	669	445	307	174	127	148	177	400	535	727	806
55	748	630	397	250	123	77	97	123	343	497	707	794
60	729	588	348	187	77	33	52	74	283	455	700	787

CUADRO 28. RADIACIÓN EXTRATERRESTRE (RA) EXPRESADA EN EQUIVALENTES DE EVAPORACIÓN (MM/DÍA) TABULADO POR MES Y POR LATITUD DEL HEMISFERIO NORTE

LAT	Ene.	Feb.	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
50	3.8	6.1	9.4	12.7	15.8	17.1	16.4	14.1	10.9	7.4	4.5	3.2
48	4.3	6.6	9.8	13.0	15.9	17.2	16.5	14.3	11.2	7.8	5.0	3.7
46	4.9	7.1	10.	13.3	16.0	17.2	16.6	14.5	11.5	8.3	5.5	4.3
44	5.3	7.6	10.6	13.7	16.1	17.2	16.6	14.7	11.9	8.7	6.0	4.7
42	5.9	8.1	11.0	14.0	16.2	17.3	16.7	15.0	12.2	9.1	6.5	5.2
40	6.4	8.6	11.4	14.3	16.4	17.3	16.7	15.2	12.5	9.6	7.0	5.7
38	6.9	9.0	11.8	14.5	16.4	17.2	16.7	15.3	12.8	10.0	7.5	6.1
36	7.4	9.4	12.1	14.7	16.4	17.2	16.7	15.4	13.1	10.6	8.0	6.6
34	7.9	9.8	12.4	14.8	16.5	17.1	16.8	15.5	13.4	10.8	8.5	7.2
32	8.3	10.2	12.8	15.0	16.5	17.0	16.8	15.6	13.6	11.2	9.0	7.8
30	8.8	10.7	13.1	15.2	16.5	17.0	16.8	15.7	13.9	11.6	9.5	8.3
28	9.3	11.1	13.4	15.3	16.5	16.8	16.7	15.7	14.1	12.0	9.9	8.8
26	9.8	11.5	13.7	15.3	16.4	16.7	16.6	15.7	14.3	12.3	10.3	9.3
24	10.2	11.9	13.9	15.4	16.4	16.6	16.5	15.8	14.5	12.6	10.7	9.7
22	10.7	12.3	14.2	15.5	16.3	16.4	16.4	15.8	14.6	13.0	11.1	10.2
20	11.2	12.7	14.4	15.6	16.2	16.4	16.3	15.9	14.8	13.3	11.6	10.7
18	11.6	13.0	14.6	15.6	16.1	16.1	16.1	15.8	14.9	13.6	12.0	11.1
16	12.0	13.3	14.7	15.6	16.0	15.9	15.9	15.7	15.0	13.9	12.4	11.6
14	12.4	13.6	14.9	15.7	15.8	15.7	15.7	15.7	15.1	14.1	12.8	12.0
12	12.8	13.9	15.1	15.7	15.7	15.5	15.5	15.6	15.2	14.4	13.3	12.5
10	13.2	14.2	15.3	15.7	15.3	15.3	15.3	15.5	15.3	14.7	13.6	12.9
8	13.6	14.5	15.3	15.6	15.0	15.0	15.1	15.4	15.3	14.8	13.9	13.3
6	13.9	14.8	15.4	15.4	14.7	14.7	14.9	15.2	15.3	15.0	14.2	13.7
4	14.3	15.0	15.5	15.5	14.4	14.4	14.6	15.1	15.3	15.1	14.5	14.1
2	14.7	15.3	15.6	15.3	14.2	14.2	14.3	14.9	15.3	15.3	14.8	14.4
0	15.0	15.5	15.7	15.3	13.9	13.9	14.1	14.8	15.3	15.4	15.1	14.8

CUADRO 29. RADIACIÓN EXTRATERRESTRE (RA) EXPRESADA EN EQUIVALENTES DE EVAPORACIÓN (MM/D) TABULADO POR MES Y POR LATITUD DEL HEMISFERIO SUR

LAT	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
0	15	16	16	15	14	14	14	15	15	15	15	15
-2	15	16	16	15	14	14	14	15	15	16	15	15
-4	16	16	16	15	14	13	13	14	15	16	16	15
-6	16	16	16	15	13	13	13	14	15	16	16	16
-8	16	16	16	14	13	12	13	14	15	16	16	16
-10	16	16	16	14	13	12	12	14	15	16	16	16
-12	17	16	15	14	13	12	12	13	15	16	16	17
-14	17	16	15	14	12	11	12	13	15	16	17	17
-16	17	16	15	14	12	11	11	13	14	16	17	17
-18	17	17	15	13	11	10	11	12	14	16	17	17
-20	17	17	15	13	11	10	10	12	14	16	17	17
-22	17	17	15	13	11	9.6	10	12	14	16	17	18
-24	18	17	15	12	10	9.1	9.5	11	13	16	17	18
-26	18	16	14	12	9.7	8.7	9.1	11	13	16	17	18
-28	18	16	14	12	9.3	8.2	8.6	10	13	15	17	18
-30	18	16	14	11	8.9	7.8	8.1	10	13	15	17	18
-32	18	16	14	11	8.5	7.3	7.7	9.6	12	15	17	18
-34	18	16	14	11	8	6.8	7.2	9.2	12	15	17	18
-36	18	16	13	10	7.5	6.3	6.8	8.8	12	15	17	18
-38	18	16	13	9.6	7.1	5.8	6.3	8.3	11	14	17	18
-40	18	16	13	9.2	6.6	5.3	5.9	7.9	11	14	17	18
-42	18	16	12	8.8	6.1	4.9	5.4	7.4	11	14	17	18
-44	18	15	12	8.4	5.7	4.4	4.9	6.9	10	14	17	18
-46	18	15	12	7.9	5.2	4	4.4	6.5	9.7	13	17	18
-48	18	15	11	7.5	4.7	3.5	4	6	9.3	13	17	18
-50	18	15	11	7	4.2	3.1	3.5	5.5	8.9	13	17	18

CUADRO 30. RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE RA LATITUD NORTE EN MJ/(M²*D) (ALLEN ET AL., 1998)

Latitud norte	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
70	0	2.6	10.4	23	35.2	42.5	39.4	28	14.9	4.9	0.1	0
68	0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42	38.9	28,6	16.1	6	0.7	0
66	0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29,3	17.3	7.2	1.5	0.1
64	1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30	18.4	8.5	2.4	0.6
62	2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3
60	3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2
58	4.3	9.6	17.7	28.4	37	41.3	39.4	32	21.7	12.1	5.5	3.1
56	5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.5	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2
54	6.5	12	20	30	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2
52	7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9	6.4
50	8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5
48	10.1	15.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7
46	11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	28.5	19.2	12.6	9.9
44	12.5	18	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1
42	13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4
40	15	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30	22.5	16.3	13.6
38	16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37	30.7	23.6	17.5	14.8
36	17.5	22.6	29	35.7	40	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1
34	18.7	23.7	29.9	36.1	40	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3
32	19.9	24.8	30.7	36.5	40	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5
30	21.1	25.8	31.4	36.8	40	41.2	40.6	38	33.4	27.6	22.2	19.8
28	22.3	26.8	32.2	37.1	40	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21.1
26	23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.6	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2
24	24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3
22	25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40	39.6	38.4	35.4	31	26.6	24.5
20	26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6
18	27.9	31.5	35.2	38	39	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8
16	28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9
14	29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38	36.7	33.9	30.6	28.9
12	30.9	33.8	36.5	38	38	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30
10	31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31
8	32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32
6	33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9
4	34.6	36.4	37.6	37.4	36	35	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9
2	35.4	37	37.8	37.1	35.4	34.2	34.6	36.1	37.3	37	35.6	34.8
0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

CUADRO 31. DURACIÓN MÁXIMA DEL DÍA DE FUERTE INSOLACIÓN N EXPRESADAS EN HORAS (ALLEN ET AL, 1998) CORRESPONDIENTES AL HEMISFERIO NORTE

Lat	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
0.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
2.0	11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.0	12.0	11.9	11.9
4.0	11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8
6.0	11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7
8.0	11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5
10.0	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4
12.0	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3
14.0	11.3	11.6	11.9	12.3	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.7	11.3	11.2
16.0	11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1
18.0	11.0	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13.0	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9
20.0	10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11.0	10.8
22.0	10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7
24.0	10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5
26.0	10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4
28.0	10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2
30.0	10.3	11.0	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.2	11.3	10.5	10.1
35.0	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.8
40.0	9.6	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.3
42.0	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2	14.9	13.9	12.9	11.1	9.8	9.1
44.0	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9
46.0	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7
48.0	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.9	9.3	8.3
50.0	8.5	10.0	11.8	13.7	15.3	16.3	15.9	14.4	12.6	10.7	9.0	8.1

CUADRO 32. N (HORAS/DÍA) HORAS MÁXIMAS DEL HEMISFERIO SUR DEL PROMEDIO DIARIO DE FUENTE INSOLACIÓN TABULADAS POR MES Y POR LATITUD

LAT	Ene 1	Feb 2	Mar 3	Abr 4	May 5	Jun 6	Jul 7	Ago 8	Sep 9	Oct 10	Nov 11	Dic 12
0	12.1	12,1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1
-5	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4
-10	12.6	12.4	12.1	11.8	11.6	11.5	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7
-15	12.9	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0
-20	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3
-25	13.5	13.0	12.3	11.6	10.9	10.6	10.7	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7
-30	13.9	13.2	12.4	11.5	10.6	10.2	10.4	11.1	12.0	12.9	13.6	14.0
-35	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.8	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5
-40	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.3	9.6	10.7	11.9	13.1	14.0	14.5
-42	14.9	13.9	12.9	11.1	9.8	9.1	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2
-44	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4
-46	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7
-48	15.6	14.3	12.6	10.9	9.3	8.3	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0
-50	15.9	14.5	12.7	10.8	9.1	8.1	8.5	10.1	11.8	13.8	15.4	16.3

CUADRO 33. PORCENTAJES MENSUALES DE HORAS DE LUZ EN EL DÍA CON RELACIÓN AL NÚMERO TOTAL EN UN AÑO PARA DISTINTAS LATITUDES NORTE (PI) (BLANEY-CRIDDLE).

Lat.N	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
0	8.50	7.66	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50
5	8.32	7.57	8.47	8.29	8.65	8.41	8.67	8.60	8.23	8.42	8.07	8.30
10	8.13	7.47	8.45	8.37	8.81	8.60	8.86	8.71	8.25	8.34	7.91	8.10
15	7.94	7.37	8.44	8.45	8.98	8.8	9.03	8.83	8.27	8.26	7.75	7.88
16	7.93	7.35	8.44	8.46	9.01	8.83	9.07	8.85	8.27	8.24	7.72	7.83
17	7.86	7.32	8.43	8.48	9.04	8.87	9.11	8.87	8.27	8.22	7.69	7.8
18	7.83	7.3	8.42	8.5	9.09	8.92	8.16	8.9	8.27	8.21	7.66	7.74
19	7.79	7.28	8.41	8.51	9.11	8.97	9.2	8.92	8.28	8.19	7.63	7.71
20	7.74	7.26	8.41	8.53	9.14	9	9.23	8.95	8.29	8.17	7.59	7.66
21	7.71	7.24	8.4	8.54	9.18	9.05	9.29	8.98	8.29	8.15	7.54	7.62
22	7.66	7.21	8.4	8.56	9.22	9.09	9.33	9	8.3	8.13	7.5	7.55
23	7.62	7.19	8.4	8.57	9.24	9.12	9.35	9.02	8.3	8.11	7.47	7.5
24	7.58	7.17	8.4	8.6	9.3	9.2	9.41	9.05	8.31	8.09	7.43	7.46
25	7.53	7.13	8.39	8.61	9.32	9.22	9.43	9.08	8.3	8.08	7.4	7.41
26	7.49	7.12	8.4	8.64	9.37	9.3	9.49	9.1	8.32	8.06	7.36	7.35
26.5	7.46	7.09	8.4	8.65	9.39	9.32	9.51	9.12	8.32	8.05	7.34	7.33
27	7.44	7.07	8.39	8.66	9.41	9.34	9.53	9.14	8.32	8.04	7.32	7.31
27.5	7.42	7.05	8.39	8.67	9.44	9.36	9.55	9.15	8.32	8.03	7.29	7.29
28	7.4	7.03	8.39	8.68	9.46	9.38	9.58	9.16	8.32	8.02	7.27	7.27
28.5	7.38	7.03	8.39	8.69	9.48	9.41	9.6	9.18	8.32	8.01	7.25	7.23
29	7.35	7.03	8.39	8.7	9.5	9.44	9.62	9.19	8.33	8	7.23	7.2
29.5	7.33	7.02	8.38	8.71	9.52	9.47	9.64	9.21	8.34	7.99	7.21	7.17
30	7.3	7.02	8.38	8.72	9.53	9.49	9.67	9.22	8.34	7.99	7.19	7.14
30.5	7.28	7.02	8.38	8.72	9.55	9.52	9.69	9.24	8.34	7.97	7.17	7.11
31	7.26	7	8.38	8.72	9.58	9.55	9.72	9.26	8.34	7.96	7.15	7.09
31.5	7.23	6.99	8.37	8.72	9.6	9.58	9.74	9.27	8.34	7.95	7.13	7.07
32	7.2	6.97	8.37	8.72	9.63	9.6	9.77	9.28	8.34	7.93	7.11	7.05
32.5	7.17	6.95	8.37	8.74	9.65	9.62	9.8	9.29	8.34	7.92	7.09	7.01
33	7.15	6.94	8.36	8.76	9.67	9.61	9.83	9.3	8.35	7.91	7.07	6.98
33.5	7.13	6.93	8.36	8.78	9.7	9.68	9.85	9.31	8.35	7.9	7.05	6.95
34	7.1	6.91	8.36	8.8	9.72	9.7	9.88	9.33	8.36	7.9	7.02	6.92
34.5	7	6.9	8.36	8.81	9.74	9.73	9.91	9.34	8.36	7.89	7.02	6.88

CONTINUACIÓN CUADRO 33

35	7	6.88	8.35	8.82	9.76	9.76	9.94	9.36	8.36	7.88	6.98	6.85
35.5	6.99	6.87	8.35	8.83	9.79	9.8	9.97	9.36	8.36	7.87	6.95	6.82
36	6.99	6.86	8.35	8.85	9.31	9.83	9.99	9.4	8.36	7.85	6.92	6.79
36.5	6.96	6.84	8.35	8.86	9.46	9.86	10.02	9.42	8.36	7.84	6.9	6.76
37	6.93	6.82	8.35	8.87	9.61	9.89	10.05	9.44	8.37	7.83	6.87	6.73
37.5	6.9	6.8	8.34	8.88	9.76	9.92	10.08	9.46	8.37	7.82	6.84	6.7
38	6.87	6.79	8.34	8.9	9.92	9.95	10.1	9.47	8.38	7.8	6.82	6.66
38.5	6.84	6.77	8.33	8.9	9.94	9.98	10.16	9.49	8.38	7.8	6.8	6.63
39	6.8	6.76	8.32	8.91	9.96	10.01	10.22	9.51	8.39	7.79	6.78	6.6
39.5	6.76	6.75	8.31	8.91	9.98	10.04	10.28	9.53	8.4	7.78	6.76	6.57
40	6.73	6.73	8.3	8.92	9.99	10.08	10.34	9.56	8.41	7.78	6.73	6.53
40.5	6.7	6.71	8.3	8.93	10.02	10.11	10.35	9.58	8.41	7.77	6.7	6.5
41	6.67	6.69	8.29	8.94	10.05	10.14	10.36	9.6	8.41	7.75	6.68	6.46
41.5	6.64	6.67	8.28	8.95	10.08	10.17	10.36	9.62	8.42	7.74	6.65	6.42
42	6.6	6.66	8.28	8.97	10.1	10.21	10.37	9.64	8.42	7.73	6.63	6.39
42.5	6.56	6.64	8.27	8.99	10.13	10.25	10.4	9.66	8.42	7.71	6.6	6.35
43	6.52	6.62	8.26	9.01	10.16	10.3	10.43	9.68	8.42	7.69	6.57	6.31
43.5	6.48	6.6	8.25	9.03	10.19	10.34	10.46	9.7	8.43	7.68	6.54	6.27
44	6.45	6.59	8.25	9.04	10.22	10.38	10.5	9.73	8.43	7.67	6.51	6.23
46	6.3	6.5	8.24	9.09	10.37	10.54	10.66	9.82	8.44	7.61	6.38	6.05
48	6.13	6.42	8.22	9.15	10.5	10.72	10.83	9.92	8.45	7.56	6.24	5.86
50	5.98	6.32	8.25	9.25	10.69	10.93	10.99	10	8.44	7.43	6.07	5.65
52	5.77	6.19	8.21	9.29	10.85	11.13	11.20	10.12	8.49	7.39	5.93	5.43
54	5.55	6.08	8.18	9.36	11.03	11.38	11.43	10.26	8.51	7.30	5.74	5.18
56	5.30	5.95	8.15	9.45	11.22	11.67	11.69	10.40	8.52	7.21	5.54	4.89
58	5.01	5.81	8.12	9.55	11.46	12.00	11.98	10.55	8.51	7.10	4.31	4.56
60	4.67	5.65	8.08	9.65	11.74	12.39	12.31	10.70	8.51	6.98	5.04	4.22

CUADRO 34. PORCENTAJES MENSUALES DE HORAS DE LUZ EN EL DÍA CON RELACIÓN AL NÚMERO TOTAL EN UN AÑO PARA DISTINTAS LATITUDES SUR (PI) PARA UTILIZAR LA ECUACIÓN DE BLANEY-CRIDDLE.

Lat.S	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
0	8.50	7.66	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50
5	8.68	7.76	8.51	8.15	8.34	8.05	8.33	8.38	8.19	8.56	8.37	8.68
10	8.86	7.87	8.53	8.09	8.18	7.86	8.14	8.27	8.17	8.62	8.53	8.88
15	9.05	7.98	8.55	8.02	8.02	7.65	7.95	8.15	8.15	8.68	8.70	9.10
20	9.24	8.09	8.57	7.94	7.85	7.43	7.76	8.03	8.13	8.76	8.87	9.33
25	9.46	8.21	8.60	7.94	7.66	7.20	7.54	7.90	8.11	8.86	9.04	9.58
30	9.70	8.33	8.62	7.73	7.45	6.96	7.31	7.76	8.07	8.97	9.24	9.85
32	9.81	8.39	8.63	7.69	7.36	6.85	7.21	7.70	8.96	9.01	9.33	9.96
34	9.92	8.45	8.64	7.64	7.27	6.74	7.10	7.63	8.05	9.06	9.42	10.08
36	10.03	8.51	8.65	7.59	7.18	6.62	6.99	7.56	8.04	9.11	9.51	10.21
38	10.15	8.57	8.66	7.54	7.08	6.50	6.87	7.49	8.03	9.16	9.61	10.34
40	10.27	8.63	8.67	7.49	6.97	6.37	6.76	7.41	8.02	9.21	9.71	10.49
42	10.40	8.70	8.68	7.44	6.85	6.23	6.64	7.33	8.01	9.26	9.82	10.64
44	10.54	8.78	8.69	7.38	6.73	6.08	6.51	7.25	7.99	9.31	9.94	10.80
46	10.69	8.86	8.70	7.32	6.61	5.02	6.37	7.16	7.96	9.37	10.07	10.97

MEDIDA DEL VIENTO

Normalmente del viento se mide fundamentalmente su velocidad y dirección.

Las unidades más frecuentes de medida de la velocidad del viento son los kilómetros por hora (km/h), millas por hora (mph), nudos (K) y metros por segundo (m/s):

$$1 \text{ m/s} = 3.6 \text{ km/h} = 2.24 \text{ mph} = 1.94 \text{ nudos}$$

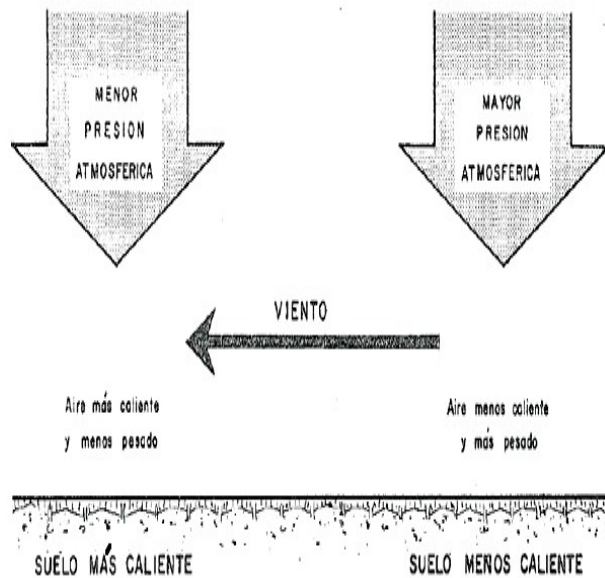


FIGURA 121. FLUJOS DE AIRE DEL MENOS CALIENTE AL MÁS CALIENTE

EVAPORACIÓN

La evaporación constituye una de las etapas fundamentales del ciclo hidrológico mediante el cual el agua líquida, expuesta libremente o retenida por el suelo, vuelve a la atmósfera en estado de vapor, prosiguiendo así el ciclo del agua en la naturaleza.

Se entiende por evaporación al proceso físico mediante el cual el agua se convierte en vapor de agua, bien sea de una superficie líquida, del suelo húmedo, del hielo o de la nieve.

En el proceso de evaporación el agua se calienta al absorber energía calórica del sol y cambia de fase. La cantidad de energía necesaria para que un kilogramo de agua se convierta en vapor es de 2.45 MJ (ó 580 calorías por cada gramo) a 20 °C.

FACTORES QUE CONTROLAN LA EVAPORACIÓN

Para que se produzca evaporación es necesario una superficie evaporante, una fuente de energía calórica y una corriente de aire que permita el desalojo de la humedad. Los factores que influyen sobre el proceso son los siguientes:

1. Temperatura del agua y del aire. Al incrementarse la temperatura del agua, aumenta la movilidad de sus moléculas y por consiguiente la evaporación. Por otra parte, si el aire también está caliente, mayor es su capacidad de recibir vapor de agua, lo que facilitará el proceso.
2. Humedad del aire. La evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de vapor a saturación y la tensión de vapor de agua que tenga el aire para determinado momento ($e_{sat} - e_{act}$). Cuando la diferencia es alta el proceso de evaporación se incrementa y cuando es cero, no hay evaporación.
3. Viento. El viento permite el desalojo del aire húmedo que se concentra sobre la superficie evaporante a medida que se produce la evaporación, lo que acelera el proceso.
4. El efecto de la presión atmosférica reduce la evaporación a medida que se incrementa, lo que hace suponer que la evaporación aumenta con la altura. Sin embargo, como a mayor altura la temperatura del aire decrece, lo que reduce la evaporación, no se puede establecer una ley entre evaporación y altura.

LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE LOS CULTIVOS

La evapotranspiración o uso consuntivo; representa la suma de la transpiración y de la evaporación (Figura 122 y 123).

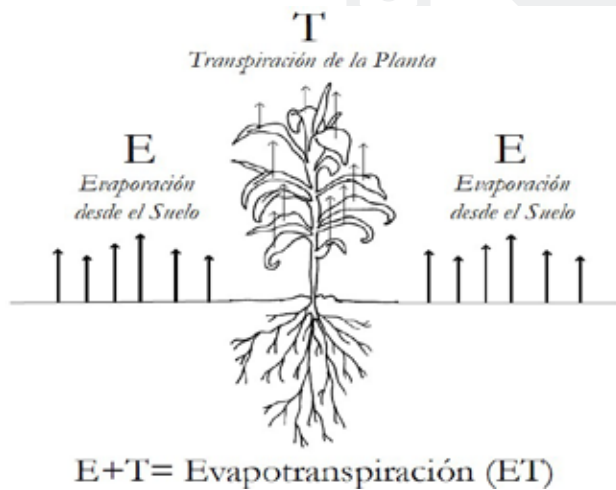


FIGURA 122. EVAPORACIÓN, TRANSPIRACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN

- Por el proceso de la transpiración, el agua absorbida por las raíces de las plantas es emitida por las hojas en forma de vapor de agua y reintegrada a la atmósfera. La evaporación representa el agua evaporada de la superficie del suelo y del follaje (las gotas de rocío y las que la lluvia deposita sobre las hojas de las plantas).

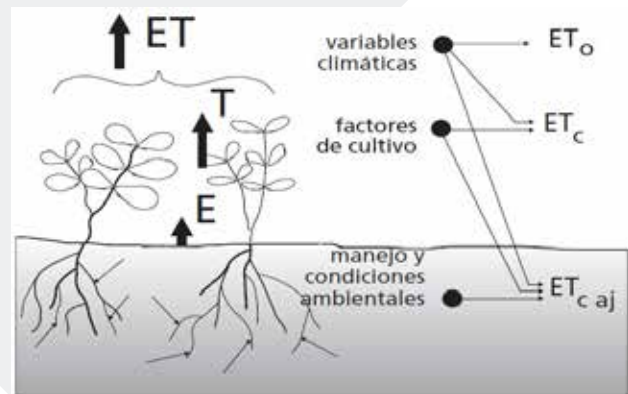


FIGURA 123. EVAPOTRANSPIRACIÓN Y VARIABLES QUE PARTICIPAN

El uso consuntivo del cultivo se expresa mediante la tasa de evaporación, E_c (mm/día) o (mm/mes), (Cuadro 35) la cual depende de

- factores del clima que afectan a la evaporación (la temperatura y la humedad del aire, el régimen de viento y la intensidad de la radiación solar),
- las características fisiológicas de la cobertura vegetal
- la disponibilidad de agua en el suelo para satisfacer la demanda hídrica de la planta.

CUADRO 35. FACTORES DE CONVERSIÓN PARA EXPRESAR EVAPOTRANSPIRACIÓN

	Altura de agua	Volumene por unidad de área		Energía por unidad de área
	mm día ⁻¹	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	ls ⁻¹ ha ⁻¹	MJ m ⁻² día ⁻¹
1mm día ⁻¹	1	10	0.116	2.45
1 m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	0,1	1	0.012	0.245
1 ls ⁻¹ ha ⁻¹	8.64	86.4	1	21.17
1 MJ m ⁻² día ⁻¹	0.408	4.082	0.047	1

* Para el agua con una densidad de 1000 kg/m³ y a 20 °C.

LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO DE REFERENCIA - ETO

La evapotranspiración potencial (Figura 124), E_{to} (mm/día) de un cultivo estándar o de referencia fue definida por Doorenbos y Pruitt (1975) como: "La tasa de evaporación (mm/día) de una extensa superficie de pasto (grama) verde, de 8 a 15 cm de altura, en crecimiento activo que sombrea completamente la superficie del suelo y que no sufre de escasez de agua.



FIGURA 124. EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO DE REFERENCIA

LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL Y DEL CULTIVO (ETR Y ETC)

El valor de E_{tc} (Figura 124) es calculado a través del enfoque del coeficiente del cultivo, donde los efectos de las condiciones del tiempo atmosférico son incorporados en E_{to} y las características del cultivo son incorporadas en el coeficiente K_c , por ello en la metodología del coeficiente del cultivo, la evapotranspiración del cultivo se calcula multiplicando E_{to} por K_c (coeficiente del cultivo) (Figura 125):

$$E_{tc} = K_c * E_{to} \quad \text{----- (122)}$$

Donde:

E_{tc} = evapotranspiración del cultivo (mm/d),

K_c = coeficiente del cultivo (adimensional),

E_{to} = evapotranspiración del cultivo de referencia (mm/d).

Siempre y cuando el cultivo en consideración disponga de agua en abundancia (tras de un riego o una lluvia intensa) y en condiciones de buena aireación del suelo E_{tr} (mm/día) equivale a la evapotranspiración, E_{tc} , en este caso: $E_{tr} = E_{tc}$.

Al aumentar la tensión del agua en el suelo, disminuye la capacidad de las plantas para obtener el volumen de agua requerido al ritmo impuesto por las condiciones del ambiente. Bajo estas condiciones disminuye la transpiración del cultivo, por lo tanto E_{tr} es inferior a E_{tc} , En este caso: $E_{tr} < E_{tc}$.

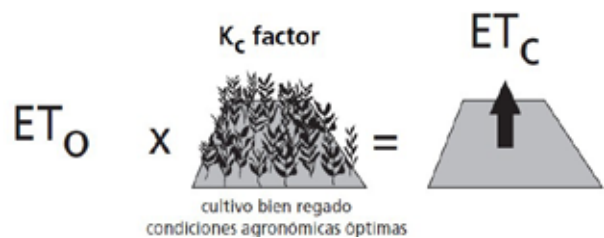


FIGURA 125. EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO

EL COEFICIENTE DEL CULTIVO - Kc

El coeficiente del cultivo, K_c (Figura 126), expresa la relación entre el uso consuntivo del cultivo en consideración, E_{tc} , y la evapotranspiración del cultivo de referencia, E_{to} . Dichos coeficientes se determinan empíricamente comparando al uso consuntivo del cultivo, E_{tc} , con el del cultivo de referencia, E_{to} , bajo idénticas condiciones, de acuerdo a las características del cultivo y de las fases de su desarrollo (figuras 130, 131, cuadro 38 y anexo 1).

- Primera etapa o etapa inicial o del establecimiento del cultivo: desde la siembra y hasta que el cultivo queda plenamente establecido en el campo. En esta etapa se han desarrollado las primeras hojas verdaderas y el cultivo cubre un 10% de la superficie.
- Segunda etapa o etapa del rápido desarrollo del cultivo: desde el final de la etapa inicial y hasta que el cultivo cubre efectivamente la superficie del suelo (es decir, no menos de un 70-80% de ésta).
- Tercera etapa o etapa de mediados de la temporada o de máximo uso consuntivo: desde el final de la etapa del desarrollo del cultivo, la cual se manifiesta por la senectud del follaje. Durante esta época el cultivo alcanza el máximo uso consuntivo. Esta etapa termina al disminuir el consumo de agua a medida que el cultivo anual envejece.
- Cuarta etapa o etapa de la maduración y cosecha: esta etapa termina con la maduración del cultivo o su cosecha. Durante esta etapa el consumo de agua disminuye paulatinamente. Es la época en la cual se aplica el último riego de la temporada.

Durante el período de crecimiento del cultivo, la variación del coeficiente del cultivo K_c expresa los cambios en la vegetación y en el grado de cobertura del suelo. Esta variación del coeficiente K_c a lo largo del crecimiento del cultivo está representada por la curva del coeficiente del cultivo. Para describir y construir la curva del coeficiente del cultivo se necesitan solamente tres valores de K_c : los correspondientes a la etapa inicial ($K_{c\text{ini}}$), la etapa de mediados de temporada ($K_{c\text{med}}$) y la etapa final ($K_{c\text{fin}}$).

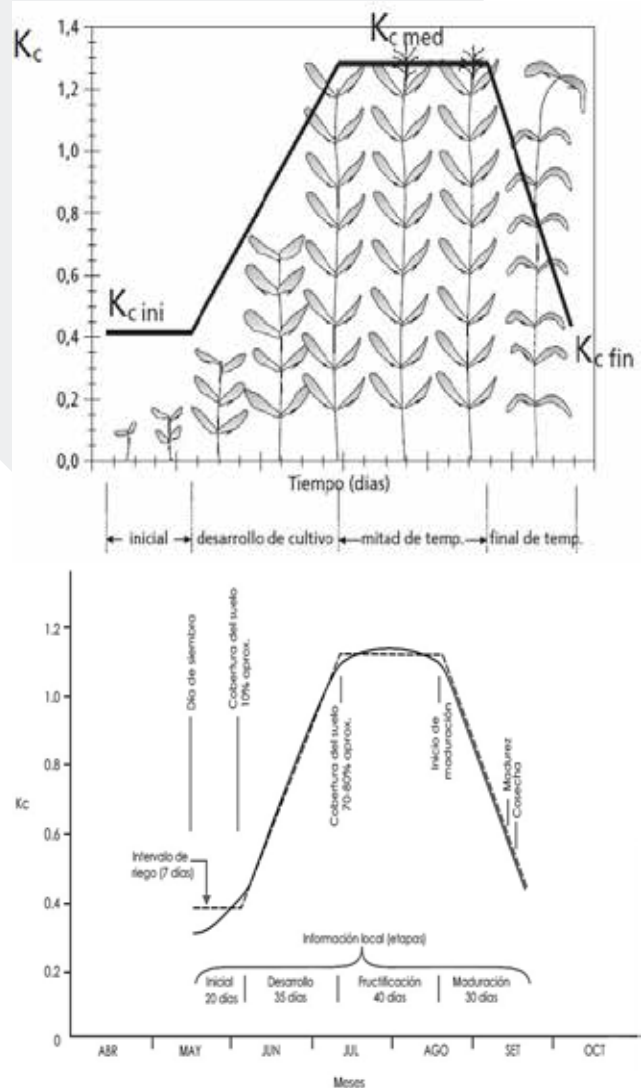


FIGURA 126. CURVAS GENERALIZADAS DEL COEFICIENTE DEL CULTIVO, CORRESPONDIENTE AL PROCEDIMIENTO DEL COEFICIENTE ÚNICO DEL CULTIVO

VALORES DEL COEFICIENTE DEL CULTIVO - K_c

A continuación se muestran coeficientes de los cultivos anuales según el porcentaje de desarrollo de las plantas y para cultivos perennes según el mes del año en los Cuadros 36 y 37 y anexo1.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO (ETC)

La evapotranspiración de un cultivo es diferente a la del cultivo de referencia (E_{to}) en la medida en que sus características de cobertura del suelo, propiedades de la vegetación y resistencia aerodinámica difieran de las correspondientes al pasto. Los efectos de las características que distinguen al cultivo del pasto están incorporadas en el coeficiente del cultivo (K_c).

La mayoría de los efectos de los diferentes factores meteorológicos se encuentran incorporados en la estimación de E_{to} . E_{to} representa un indicador de la demanda climática, el valor de K_c varía principalmente en función de las características particulares del cultivo, variando solo en una pequeña proporción en función del clima. Esto permite la transferencia de valores estándar del coeficiente del cultivo entre distintas áreas geográficas y climas.

El coeficiente del cultivo es básicamente el cociente entre la evapotranspiración del cultivo E_{Tc} y la evapotranspiración del cultivo de referencia, E_{to} , (E_{Tc}/E_{to}) representando el efecto integrado de cuatro características principales que diferencian a un cultivo en particular del cultivo del pasto de referencia. Las características mencionadas son las siguientes:

- **Altura del cultivo.** La altura del cultivo tiene influencia en el valor de la resistencia aerodinámica, (r_a), así como en la transferencia turbulenta del vapor del agua desde el cultivo hacia la atmósfera.
- **Albedo (reflectancia) de la superficie del cultivo y suelo.** El valor del albedo está afectado por la porción del suelo cubierta por la vegetación, así como por la humedad presente en la superficie del suelo. El albedo de las superficies del cultivo y suelo afectan el valor de la radiación neta de la superficie,

(R_n), la cual constituye la fuente principal de energía para el proceso de evapotranspiración.

- **Resistencia del cultivo.** La resistencia del cultivo a la transferencia del vapor de agua es afectada por el área foliar (cantidad de estomas), edad y condición de la hoja, así como por el grado de control estomático. La resistencia de la vegetación tiene influencia en el valor de la resistencia de la superficie, (r_s).

Evaporación que ocurre en el suelo, especialmente en la parte expuesta del mismo. El valor de K_c en la ecuación 122 permite predecir el valor de E_{Tc} bajo condiciones estándar. Este valor representa el límite máximo de evapotranspiración del cultivo cuando no existen obstáculos al crecimiento del mismo debido a limitaciones de agua, densidad del cultivo, enfermedades, malezas, insectos o excesiva salinidad.

CUADRO 36. COEFICIENTES DEL CULTIVO KC PARA CULTIVOS ANUALES PARA EL USO EN EL CÁLCULO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO

% de	Maiz	Trigo	Algodón	Sorgo	Cártamo	Soya	Arroz	Frijol	Ajonjolí	Garbanzo	Cebada	Jitomate	Linaza	Chile	Papa	Cacahuete	Cucurbitáceas
0	0.42	0.15	0.2	0.3	0.14	0.51	0.45	0.5	0.3	0.3	0.15	0.43	0.3	0.48	0.3	0.15	0.45
5	0.45	0.2	0.22	0.35	0.16	0.45	0.5	0.54	0.35	0.35	0.2	0.43	0.35	0.5	0.35	0.17	0.47
10	0.48	0.3	0.25	0.4	0.18	0.41	0.55	0.6	0.4	0.4	0.3	0.43	0.4	0.55	0.4	0.2	0.5
15	0.51	0.4	0.28	0.48	0.22	0.45	0.65	0.65	0.5	0.5	0.4	0.45	0.5	0.65	0.45	0.25	0.53
20	0.6	0.55	0.32	0.6	0.27	0.51	0.72	0.73	0.6	0.55	0.55	0.45	0.55	0.75	0.5	0.29	0.55
25	0.65	0.7	0.4	0.7	0.35	0.51	0.8	0.8	0.7	0.65	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.36	0.6
30	0.7	0.9	0.5	0.8	0.44	0.51	0.85	0.9	0.8	0.7	0.9	0.55	0.9	0.9	0.7	0.43	0.65
35	0.8	1.1	0.62	0.9	0.54	0.52	0.9	0.97	0.87	0.75	1.1	0.65	1	0.95	0.82	0.52	0.7
40	0.9	1.25	0.89	1	0.64	0.55	0.92	1.05	0.95	0.78	1.25	0.75	1.1	0.98	0.97	0.61	0.75
45	1	1.4	0.9	1.008	0.76	0.57	0.93	1.1	1	1.8	1.4	0.85	1.15	1.03	1.05	0.61	0.8
50	1.05	1.5	0.98	1.07	0.88	0.6	0.93	1.12	1.1	0.82	1.5	0.95	1.2	1.05	1.16	0.8	0.81
55	1.07	1.57	1	1.05	0.97	0.63	0.93	1.12	1.2	0.85	1.57	1	1.28	1.05	1.25	0.9	0.82
60	1.08	1.62	1.02	1	1.07	0.66	0.92	1.1	1.28	0.85	1.62	1.03	1.3	1.05	1.3	1	0.8
65	1.07	1.61	1	0.95	1.07	0.68	0.9	1.05	1.3	0.82	1.61	1.02	1.35	1.03	1.35	1.01	0.79
70	1.05	1.55	0.95	0.9	1.08	0.7	0.85	1.02	1.32	0.8	1.55	0.98	1.3	1	1.38	1.02	0.77
75	1.02	1.45	0.87	0.82	1.02	0.7	0.8	0.95	1.29	0.75	1.45	0.95	1.28	0.97	1.38	0.91	0.75
80	1	1.3	0.8	0.75	0.96	0.69	0.68	0.87	1.25	0.7	1.3	0.9	1.25	0.9	1.35	0.8	0.72
85	0.95	1.1	0.75	0.7	0.86	0.63	0.63	0.8	1.1	0.65	1.1	0.85	1.1	0.85	1.33	0.6	0.71
90	0.9	0.95	0.65	0.65	0.76	0.56	0.58	0.72	1	0.6	0.95	0.8	0.95	0.8	1.3	0.41	0.7
95	0.87	0.8	0.55	0.6	0.6	0.43	0.55	0.7	0.9	0.5	0.8	0.75	0.8	0.7	1.25	0.25	0.67
100	0.85	0.62	0.5	0.55	0.45	0.31	0.47	0.62	0.8	0.4	0.62	0.7	0.6	0.6	1.2	0.11	0.65

CUADRO 37. COEFICIENTES DE CULTIVO PARA DETERMINAR LA CURVA DE CRECIMIENTO DE ALGUNOS CULTIVOS PERENNES (Kc)

Mes	Caña	Alfalfa	Pasto	Vid	Cítricos	Frutales de hoja caduca	Frutales de hoja perenne
1	0.30	0.65	0.48	0.20	0.65	0.20	0.6
2	0.35	0.75	0.60	0.23	0.67	0.25	0.75
3	0.50	0.85	0.75	0.30	0.69	0.35	0.85
4	0.60	1.00	0.85	0.50	0.70	0.65	1.00
5	0.77	1.10	0.87	0.70	0.71	0.85	1.10
6	0.90	1.13	0.90	0.80	0.72	0.95	1.12
7	0.98	1.12	0.90	0.80	0.72	0.98	1.12
8	1.02	1.08	0.87	0.75	0.71	0.85	1.05
9	1.02	1.00	0.85	0.67	0.70	0.50	1.00
10	0.98	0.90	0.80	0.50	0.68	0.30	0.85
11	0.90	0.80	0.65	0.35	0.67	0.20	0.75
12	0.78	0.65	0.60	0.25	0.65	0.20	0.60

FACTORES QUE DETERMINAN EL COEFICIENTE DEL CULTIVO

El coeficiente del cultivo integra los efectos de las características que distinguen a un cultivo típico de campo del pasto de referencia, el cual posee una apariencia uniforme y cubre completamente la superficie del suelo. Las características del cultivo que varían durante el crecimiento del mismo también afectarán al valor del coeficiente Kc.

TIPO DE CULTIVO

Debido a las diferencias en albedo, altura del cultivo, propiedades aerodinámicas, así como características de los estomas y hojas de las plantas, se presentarán diferencias entre la evapotranspiración de un cultivo bien desarrollado y regado y la de referencia Eto (figura 127).

Los espaciamientos estrechos entre plantas, así como la mayor altura y rugosidad de la superficie de una gran cantidad de cultivos agrícolas, producen que esos cultivos presenten coeficientes Kc mayores a 1.0. En esos casos, el factor Kc es con frecuencia de 5 a 10% mayor que el valor de referencia (donde Kc = 1.0), pudiendo ser hasta 15-20% mayor para el caso de cultivos altos como el maíz, el sorgo o la caña de azúcar (Figura 131).

CLIMA

Las variaciones en la velocidad del viento afectan el valor de la resistencia aerodinámica de los cultivos y por lo tanto los valores del coeficiente del cultivo, especialmente en aquellos cultivos que posean una altura significativamente mayor a la del cultivo hipotético del pasto (figura 128). La diferencia entre la resistencia aerodinámica del pasto de referencia y la de otros cultivos agrícolas es no sólo específica del tipo de cultivo, sino que depende además de las condiciones climáticas y la altura del cultivo. Los cultivos agrícolas, al compararse con el pasto de referencia, el cociente entre E_{tc} y E_{to} (ósea $K_c = E_{tc}/E_{to}$), aumenta en la mayoría de los cultivos cuando la velocidad del viento aumenta y cuando la humedad relativa disminuye. En condiciones de una mayor aridez climática y de una mayor velocidad del viento, los valores de K_c aumentan. En climas húmedos y en condiciones de velocidad es del viento bajas, los valores de K_c disminuyen.

presión devapor ($e_{sat} - e_{act}$) es pequeño en condiciones de humedadalta, las diferencias en evapotranspiración, causadas por diferencias en resistencia aerodinámica, (r_a), entre el cultivo agrícola y el de referencia, sonpequeñas.

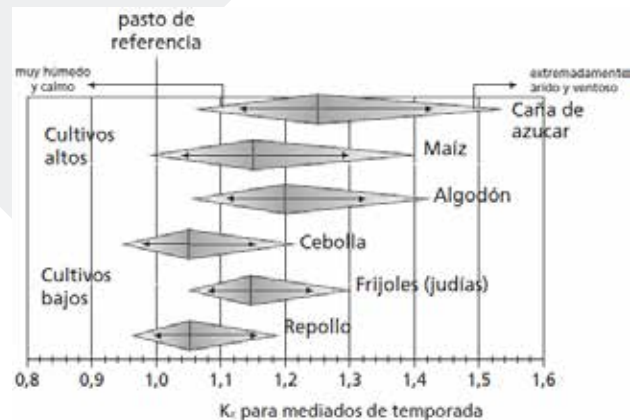


FIGURA 128. RANGOS EXTREMOS DE K_c PARA CULTIVOS COMPLETAMENTE DESARROLLADOS, EN RESPUESTA A VARIACIONES CLIMÁTICAS Y METEOROLÓGICAS

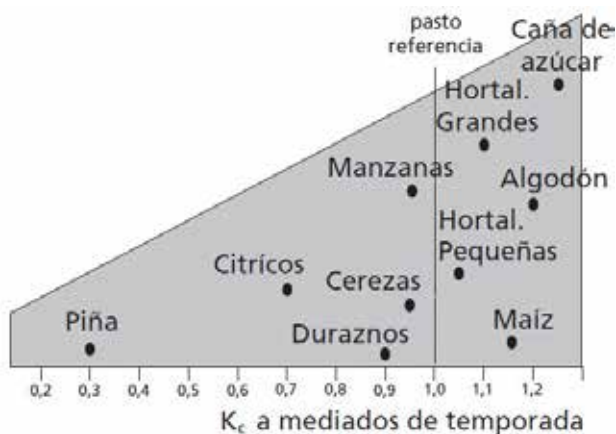


FIGURA 127. VALORES TÍPICOS DE K_c PARA DIFERENTES CULTIVOS COMPLETAMENTE DESARROLLADOS

Bajo condiciones de humedad alta y vientos suaves, el valor de K_c es menos dependiente de las diferencias en los componentes aerodinámicos incluidos en E_{tc} y E_{to} . Los valores de albedo son similares para una amplia gama de cultivos agrícolas de cobertura completa, incluyendo al cultivo de referencia. Debido a que el déficit de

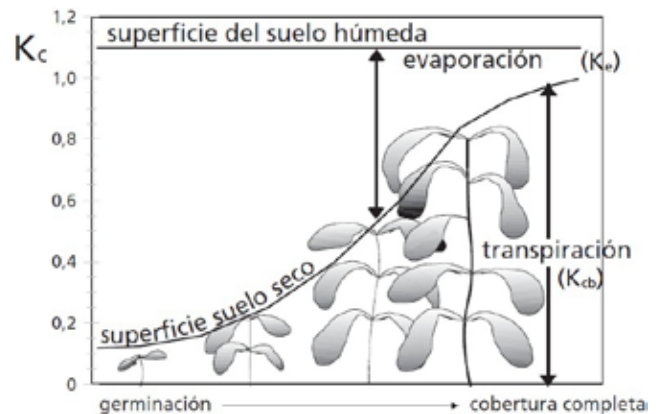


FIGURA 129. EL EFECTO DE LA EVAPORACIÓN SOBRE K_c

En la figura 129 la línea horizontal representa K_c cuando la superficie del suelo es mantenida constantemente humedecida. La línea curva corresponde a valores de K_c cuando la superficie del suelo se conserva seca pero el cultivo recibe la cantidad de agua suficiente para mantener su transpiración al máximo.

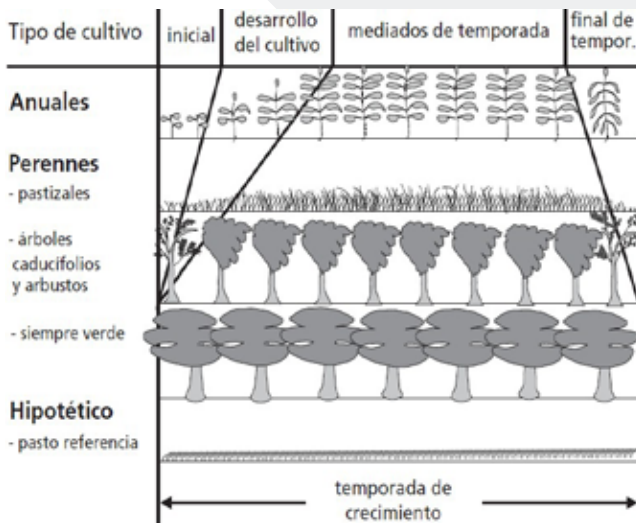


FIGURA 130. ETAPAS DE DESARROLLO DE DIFERENTES CULTIVOS

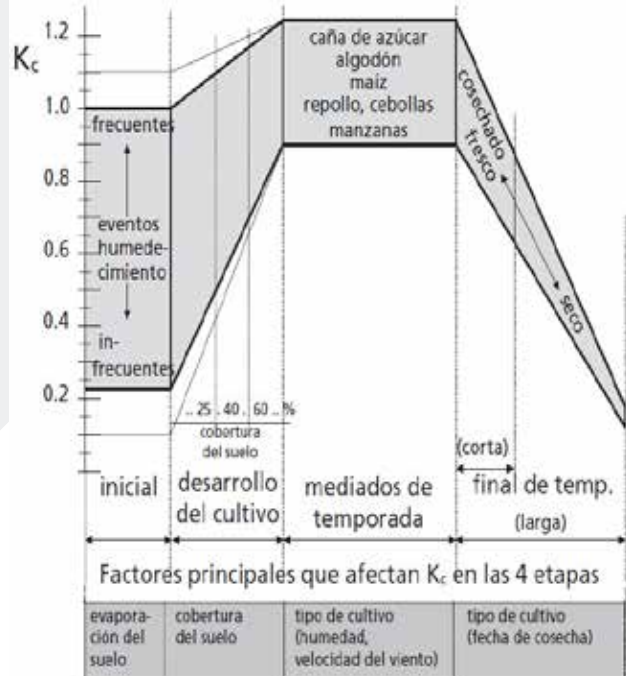



FIGURA 131. RANGOS TÍPICOS ESPERADOS DEL VALOR DE K_c PARA LAS CUATRO ETAPAS DEL CRECIMIENTO

CUADRO 38. VALORES APROXIMADOS DE K_{CINI} CORRESPONDIENTES A EVENTOS MODERADOS DE HUMEDECIMIENTO (10-40 MM) Y TEXTURAS MEDIAS DEL SUELO

Intervalos de humedecimiento	Poder evaporante (E _{T0})			
	bajo 1-3mm día ⁻¹	moderado 3-5mm día ⁻¹	alto 5-7mm día ⁻¹	muy alto >7mm día ⁻¹
Menor que semanal	1.2-0.8	1.1-0.6	1.0-0.4	0.9-0.3
Semanal	0.8	0.6	0.4	0.3
Mayor que una vez por semana	0.7-0.4	0.4-0.2*	0.3-0.2*	0.2*-0.1*

(*) Nótese que el intervalo entre riegos podría ser demasiado largo para sostener una transpiración completa en algunos cultivos anuales jóvenes.



*La ciencia daña tanto
a los que no saben
servirse de ella, cuanto
es útil a los demás.*

Anaxágoras (500 A.C. - 428 A.C.)

MEDIDA DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE UN CULTIVO

MÉTODO DIRECTO MEDIANTE LISÍMETROS

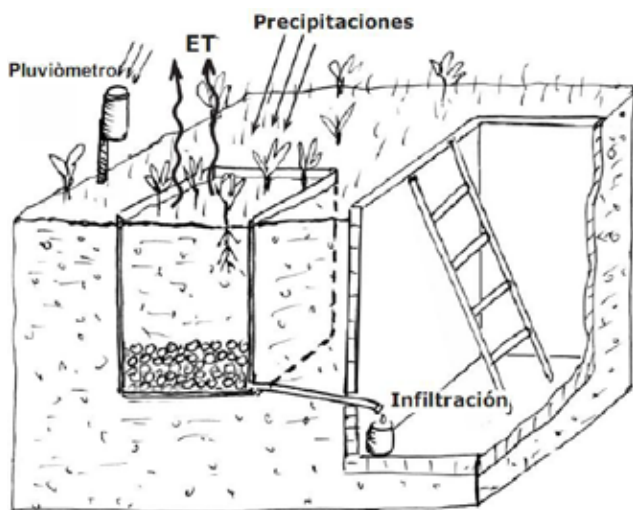


FIGURA 132. LISÍMETRO

La evapotranspiración se puede medir mediante lisímetros (Figura 132). Consiste en un recipiente enterrado y cerrado lateralmente, de modo que el agua drenada por gravedad (la que se hubiera infiltrado hasta el acuífero) es recogida por un drenaje. En su construcción hay que ser muy cuidadoso al restituir el suelo que se excavó en condiciones lo más similares posible a las que se encontraba. Próximo a él debe existir un pluviómetro. Se despeja Etr de la siguiente ecuación que expresa el balance hídrico en el lisímetro:

Precipitaciones = Etc + Infiltración + Δ almacenamiento (123)

Donde:

Δ = cambio

Hay que tener en cuenta que se construye con unos bordes que impiden la entrada y salida de escorrentía superficial. La única medida compleja es el Δ almacenamiento. Normalmente se mide la humedad del suelo y a partir de ahí se calcula para convertir esa humedad en una lámina de agua equivalente expresada en mm.

Si queremos medir la Etc, es más simple. Mediante riego, debemos mantener el suelo en condiciones óptimas de humedad, y el cálculo ahora sería despejando Eto en esta expresión:

Precipitaciones + Riego = Etc + Infiltración (124)

Ya no hay Δ almacenamiento, puesto que dicho almacenamiento está siempre completo. Un lisímetro es difícilmente representativo de toda la región. En ocasiones se establece el balance hídrico en una parcela experimental, en la que se miden precipitaciones, escorrentía superficial, variaciones de la humedad en el suelo, etc. para despejar finalmente la Etc.

MÉTODOS INDIRECTOS

El procedimiento de cálculo de la evapotranspiración (Figura 133) del cultivo es el siguiente:

- 1) Identificar las etapas de desarrollo del cultivo, determinando la duración de cada etapa y seleccionando los valores correspondientes de K_c .
- 2) Ajustar los valores de K_c seleccionados según la frecuencia de humedecimiento o las condiciones climáticas durante cada etapa.
- 3) Construir la curva del coeficiente del cultivo (la cual permite la determinación de K_c para cualquier etapa durante el periodo de desarrollo).
- 4) Calcular E_{Tc} como el producto de E_{to} y K_c .

MÉTODOS INDIRECTOS PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (ETO)

La mayoría de los métodos indirectos para estimar la E_{to} emplean fórmulas, las cuales reflejan los procesos físicos del clima o fórmulas aproximadas, desarrolladas por métodos de regresión sobre resultados de la experimentación.

Algunos métodos, tales como el de Blaney-Criddle o el de Hargreaves, relacionan la E_{to} a factores geográficos y climáticos; mientras que otros, como la fórmula de Penman se basan sobre el conocimiento de los procesos físicos de la evapotranspiración:

A continuación se presentarán algunos de los métodos más comúnmente empleados para estimar la E_{to} :

- 1) Método del tanque evaporímetro clase "A"
- 2) Método de Blaney-Criddle (métodos 1, 2 y 3)
- 3) Método de Turc
- 4) Método de Papadakis
- 5) Método de Hargreaves
- 6) Método de Thornthwaite
- 7) Método de Jensen y Haise
- 8) Método mejorado de Jensen y Haise
- 9) Método de la FAO
- 10) Método de Ivanov
- 11) Método de Stephens-Stewart
- 12) Método de Javier García
- 13) Método de Christiansen
- 14) Método de Linacre
- 15) Método de Penman modificado por la FAO (Doorenbos y Pruitt)
- 16) Método de Penman-Monteith de la FAO



FIGURA 133. ELEMENTOS DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

ETO SEGÚN EL TANQUE EVAPORÍMETRO CLASE “A”

La tasa evaporativa de los tanques de evaporación llenos de agua puede ser fácilmente obtenida. En ausencia de lluvia, la cantidad de agua evaporada durante un periodo (mm/día) corresponde a la disminución de la altura de agua en el tanque en ese periodo. Los tanques proporcionan una medida del efecto integrado de la radiación, viento, temperatura y humedad sobre el proceso evaporativo de una superficie abierta de agua. Aunque el tanque evaporímetro responde de una manera similar a los mismos factores climáticos que afectan la transpiración del cultivo, varios factores producen diferencias significativas en la pérdida de agua de una superficie libre evaporante y de una superficie cultivada. La reflexión de la radiación solar del agua en el tanque puede ser diferente del 23% asumido para el cultivo de referencia. El almacenaje de calor dentro del tanque puede ser apreciable y puede causar una significativa evaporación durante la noche mientras que la mayoría de los cultivos transpiran solamente durante el día. La transferencia de calor a través de las paredes del tanque también afecta el balance energético.

El uso de la evaporación del tanque para predecir la E_{to} para periodos de 10 días puede ser considerado confiable si se usa correctamente. La evaporación del tanque está relacionada con la evapotranspiración de referencia por un coeficiente empírico derivado del mismo tanque:

$$E_{to} = K_p * E_{pan} \quad (125)$$

Donde:

E_{to} = evapotranspiración de referencia (mm/día)

K_p = coeficiente del tanque evaporímetro

E_{pan} = evaporación del tanque evaporímetro (mm/día)

El tanque clase A (Figura 134) es circular de 120.7 cm de diámetro y 25 cm de profundidad. Está construido de hierro galvanizado o de láminas de metal de 0.8mm. El tanque se sitúa sobre una plataforma de madera en forma de reja que se encuentra a 15.0 cm por encima del nivel del suelo. El tanque debe estar a nivel. Una vez instalado, el tanque se llena con agua hasta 5.0 cm por debajo del borde y el nivel del agua no debe disminuir hasta más de 7.5 cm por debajo del borde. El agua debe ser regularmente cambiada, al menos semanalmente, para eliminar la turbidez. Si el tanque es galvanizado, debe ser pintado anualmente con pintura de aluminio. Las mallas sobre los tanques deben evitarse. Los tanques deben ser protegidos alrededor con mallas de seguridad para evitar el acceso de los animales. El lugar de instalación debe estar cubierto preferentemente con pasto, en un área de 20.0 por 20.0 m, abierto a todos lados para permitir la circulación de aire.

Las lecturas del tanque se realizan diariamente temprano en la mañana a la misma hora que se mide la precipitación.

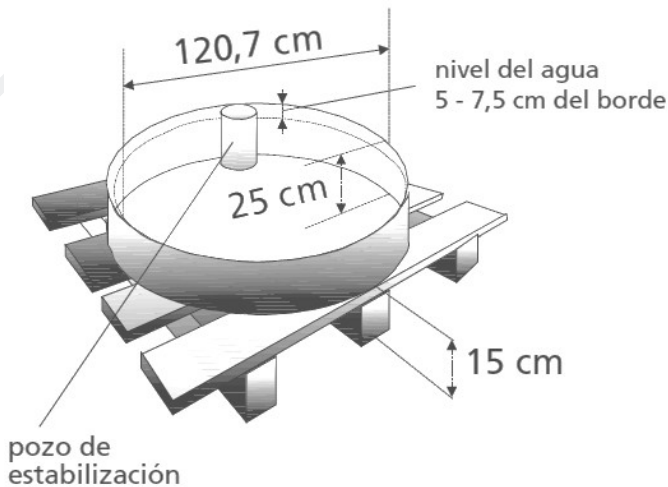


FIGURA 134. TANQUE EVAPORÍMETRO CLASE A

COEFICIENTE DEL TANQUE EVAPORÍMETRO (Kp)

Tipos y ambiente del tanque evaporímetro

Existen diversos tipos de tanques evaporímetros. Como el color, el tamaño y la posición del tanque evaporímetro tienen una influencia significativa en los resultados medidos, los coeficientes del tanque evaporímetro son específicos para cada tipo de tanque evaporímetro.

Para seleccionar el coeficiente (Cuadro 39 y Figura 135) apropiado para un tanque evaporímetro dado, se debe considerar no solamente el tipo del tanque, sino también la cobertura del suelo donde se ubica el tanque, sus alrededores así como el viento y las condiciones generales de humedad. Dos casos se consideran comúnmente: Caso A en que el tanque evaporímetro se localiza en una zona de pasto corto verde y está rodeado por un suelo en barbecho y Caso B en que el tanque evaporímetro se localiza sobre un suelo en barbecho y está rodeado por un cultivo verde.

AJUSTES DEL COEFICIENTE

Bajo algunas condiciones los coeficientes (K_p) pueden necesitar algún ajuste. Éste es el caso en áreas sin desarrollo agrícola o donde los tanques están rodeados por cultivos altos. El variar el color del tanque evaporímetro a otro color diferente al estándar o la instalación de las mallas protectoras puede afectar la lectura del tanque evaporímetro y requerirá algún ajuste del coeficiente K_p .

En áreas sin desarrollo agrícola y extensas zonas con suelos desnudos como las encontradas en condiciones desérticas o semidesérticas, los valores de K_p para áreas áridas y ventosas pueden necesitar ser reducidos hasta en un 20%; en áreas con niveles moderados de viento, temperatura y humedad relativa, los valores presentados pueden necesitar una reducción de 5 a 10%; en climas húmedos y tibios se necesita poca o ninguna reducción del K_p .

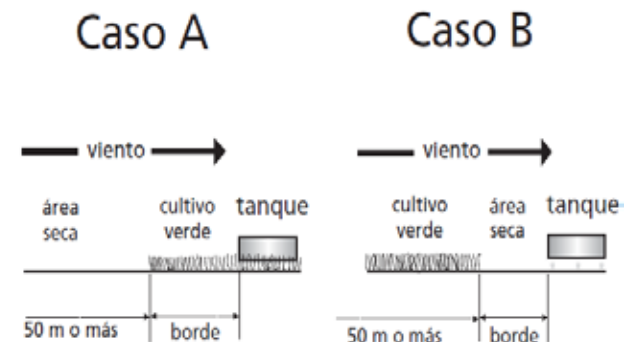


FIGURA 135. DOS CASOS DE LOCALIZACIÓN DEL TANQUE DE EVAPORACIÓN Y SUS ALREDEDORES

En casos en que el tanque evaporímetro se encuentre dentro de un cercado y rodeado por cultivos de gran altura como por ejemplo el maíz (2.50m), los coeficientes mencionados necesitarán ser incrementados hasta en un 30% en climas ventosos y secos, mientras que para condiciones tibias y húmedas solo se requiere un aumento del 5-10% del coeficiente.

La pintura de las paredes del tanque puede afectar la evaporación. Los coeficientes presentados se aplican para tanques galvanizados pintados anualmente con aluminio y a tanques de acero inoxidable. No se requiere corrección para los valores de Epan en caso de que las superficies interiores y exteriores del tanque evaporímetro estén pintadas de blanco. Un aumento en Epan de hasta 10% puede ocurrir cuando las paredes se pintan de negro.

El nivel en el cual se mantiene el agua en el tanque es importante; errores de hasta 15% pueden resultar cuando el nivel del agua en el tanque evaporímetro Clase A se encuentra 10 centímetros por debajo del estándar aceptado que es de entre 5 y 7.50 centímetros debajo del borde.

PROCEDIMIENTOS DE CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR

Las fórmulas de radiación se basan en la medición de este fenómeno pero, a falta de tales datos, se puede calcular R_s mediante las siguientes ecuaciones

$$R_s = [0.20 + 0.53 \cdot (n/N)] \cdot R_a \Rightarrow \text{clima templado} \quad (126)$$

$$R_s = [0.25 + 0.50 \cdot (n/N)] \cdot R_a \Rightarrow \text{clima medio} \quad (127)$$

$$R_s = [0.18 + 0.48 \cdot (n/N)] \cdot R_a \Rightarrow \text{clima tropical y subtropical} \quad (128)$$

Donde:

n = horas reales de luz solar al día

N = horas/día máximas del promedio diario de fuente insolación tabuladas por mes y por latitud (cuadros 31 y 32)

R_a = radiación extraterrestre expresada en equivalentes de evaporación (mm/día) (cuadros 28 y 29)

n/N: en caso de estar expresado en octas o décimas, se utiliza el cuadro 40 para su transformación

ETO SEGÚN BLANEY Y CRIDDLE

- **Método 1:** La fórmula original de Blaney-Criddle (Blaney H.F. y Criddle W.D - 1950) fue desarrollada en la región

árida al Oeste de los Estados Unidos, para calcular la evapotranspiración potencial durante un período dado. Esta fórmula toma en cuenta la temperatura media del período considerado y las horas de luz de día expresadas como un porcentaje del total anual de horas luz, (Cuadros 33 y 34). Esta fórmula sencilla y fácil de aplicar, es más adecuada para las zonas áridas y semiáridas y para períodos que no sean inferiores a un mes. No se la recomienda para regiones elevadas (donde las temperaturas mínimas diarias son bajas), ni para las regiones ecuatoriales (en las cuales la variación diaria de la temperatura, es reducida). Según la modificación del método original por la FAO, después de calcular el factor (f) de Blaney-Criddle en (mm/día) con los datos de la región, se calcula ETC mediante:

$$Eto \text{ (mm/día)} = a + b \cdot f \quad (129)$$

Donde:

$$f = p \cdot (0.46 \cdot T_m + 8.43) \quad (130)$$

$$Eto \text{ (mm/día)} = a + b \cdot p \cdot (0.46 \cdot T_m + 8.43) \quad (131)$$

Eto = Evapotranspiración potencial promedio mensual (mm/día)

a y b = coeficientes de la regresión lineal entre f y Eto (cuadro 41)

f = factor de uso consuntivo de Blaney-Criddle (mm/día)

p = porcentaje de horas luz diarias, promedio del total anual (cuadros 42 y 43)

T_m = temperatura media diaria (°C)

$$T_m = \frac{(T_x + T_i)}{2} \text{ ó } T_m = \frac{(T_{xm} + T_{im})}{2} \quad (132)$$

Donde:

T_x = temperatura diaria máxima (°C)

T_i = temperatura diaria mínima (°C)

T_{xm} = temperatura máxima media (°C)

T_{im} = temperatura mínima media (°C)

Ejemplo:

Calcular la evapotranspiración potencial según el método 1 de Blaney y Criddle con los siguientes datos:

Mes = Julio

T_{max} = 27.4 °C

T_{min} = 13.2 °C

HR = 60.8%

U₂ = 1,8 m/s

n = 5,2 hr/d

Latitud = 10° N

Estimación:

Utilizando la ecuación 132:

$$T_m = (27.4 + 13.2)/2 \text{ °C}$$

$$T_m = 20.3 \text{ °C}$$

Buscando N de la tabla 31

Para Julio y la latitud 10° N = 12.5 hr/d

$$n/N = 5.2 \text{ hr} / 12.5 \text{ hr}$$

$$n/N = 0.416$$

Buscando los factores "a", "b" en el cuadro 41 y "p" del cuadro 43:

$$a = -1.45$$

$$b = 0.80$$

$$p = 0.29$$

Utilizando la ecuación 131:

$$E_{to} \text{ (mm/día)} = a + b \cdot p \cdot (0.46 \cdot T_m + 8.43)$$

$$E_{to} \text{ (mm/día)} = -1.45 + 0.80 \cdot 0.29 \cdot (0.46 \cdot 20.3 + 8.43)$$

$$E_{to} = 2.67 \text{ mm/día promedio mensual}$$

E_{to} = 2.67 mm/día * 31 días del mes de Julio
La evapotranspiración para el mes de Julio:

$$E_{to} = 82.77 \text{ mm en el mes de Julio}$$

CUADRO 39. COEFICIENTES DEL TANQUE EVAPORÍMETRO (KP) PARA EL TANQUE CLASE A PARA DIVERSAS LOCALIZACIONES Y AMBIENTES DE LOS TANQUES Y VARIOS VALORES DE VELOCIDAD MEDIA DE VIENTO Y DE HUMEDAD RELATIVA (SERIE FAO RIEGO Y DRENAJE NO. 24)

Tanque Clase A	Caso A: Tanque situado en una superficie cultivada				Caso B: Tanque situado en un suelo desnudo			
		Baja <40	Media 40-70	Alta >70		Baja <40	Media 40-70	Alta >70
HR media								
Velocidad del viento (m s ⁻¹)	Distancia del cultivo a barlovento (m)				Distancia del barbecho a barlovento (m)			
Baja < 2	1	0.55	0.65	0.75	1	0.7	0.8	0.85
	10	0.65	0.75	0.85	10	0.6	0.7	0.8
	100	0.7	0.8	0.85	100	0.55	0.65	0.75
	1000	0.75	0.85	0.85	1000	0.5	0.6	0.7
Moderado 2-5	1	0.5	0.6	0.65	1	0.65	0.75	0.8
	10	0.6	0.7	0.75	10	0.55	0.65	0.7
	100	0.65	0.75	0.8	100	0.5	0.6	0.65
	1000	0.75	0.8	0.8	1000	0.45	0.55	0.6
Alta 5-8	1	0.45	0.5	0.6	1	0.6	0.65	0.7
	10	0.55	0.6	0.65	10	0.5	0.55	0.65
	100	0.6	0.65	0.7	100	0.45	0.5	0.6
	1000	0.65	0.7	0.75	1000	0.4	0.45	0.55
Muy alta >8	1	0.4	0.45	0.5	1	0.5	0.6	0.65
	10	0.45	0.55	0.6	10	0.45	0.5	0.55
	100	0.5	0.6	0.65	100	0.4	0.45	0.5
	1000	0.55	0.6	0.65	1000	0.35	0.4	0.45

CUADRO 40. CONVERSIÓN DE LA NUBOSIDAD A INSOLACIÓN RELATIVA (n/N) DE OCTAS Y DÉCIMAS UTILIZADAS EN EL MÉTODO DE BLANEY- CRIDDLE

OCTAS de a		(n/N)		DECIMAS de a		(n/N)
			(A)	0	0.1	0.95
0	0.5	0.9		0.2	0.9	0.9
0,6	1.3	0.85		1	1.7	0.85
1,4	1.9	0.8	(B)	1.8	2.5	0.8
2	2.5	0.75		2.6	3.1	0.75
2,6	2.9	0.7		3.2	3.7	0.7
3	3.5	0.65		3.8	4.3	0.65
3,6	3.9	0.6	(C)	4.4	4.9	0.6
4	4.3	0.55		5	5.3	0.55
4,4	4.7	0.5		5.4	7.1	0.5
4,8	5.1	0.45		6.2	6.5	0.45
5,2	5.5	0.4		6.6	7.1	0.4
5,6	5.9	0.35		7.2	7.5	0.35
6	6.3	0.3		7.6	8.1	0.3
6,4	6.7	0.25		8.2	8.5	0.25
6,8	6.9	0.2		8.6	8.9	0.2
7	7.3	0.15		9	9.5	0.15

(a) = despejado,

(b) = parcialmente nublado,

(c) = nublado

(d) = cubierto

Las estaciones meteorológicas suelen publicar datos sobre la nubosidad en unidades de OCTAS 8 (escala de 0 a 8) o en décimas (de 0 a 10). El cuadro anterior permite convertir dichos datos a insolación relativa (n/N)

n = número de horas de insolación real. Se basa en mediciones radiométricas o en la nubosidad medida en octas o en décimas.

N = máximo posible de horas de insolación

(n/N) = Insolación relativa

HR min = humedad relativa mínima

Vel del viento = Velocidad del viento diurna (m/s)

- **Metodo 2:** El fundamento de su expresión, experimentada en zonas áridas y semiáridas, radica en considerar que el consumo de agua de un cultivo, bajo el supuesto de no faltar agua en el suelo, es función de la temperatura, la iluminación y la cubierta vegetal. El introducir un factor de consumo K permite la estimación de los consumos de agua para diferentes cultivos. La fórmula es:

$$E_{to} = (I_i/I) * [45.72 * tm_i + 812.8] \quad (133)$$

$$E_{tc} = k * (I_i/I) * [45.72 * tm_i + 812.8] \quad (134)$$

E_{to} = evapotranspiración potencial mensual (mm/mes)

tm_i = temperatura media mensual (°C)

I_i = número de horas de luz del mes, $N_i * N_{di}$ (número de días del mes (N_{di}) y la duración astronómica del día N_i (hr))

I = número de horas del año, $I = \sum_{i=1}^{12} I_i$ (meses del año)

I_i/I = El cociente puede ser sustituido por el valor "pi", parámetro que está tabulado (cuadros 33 y 34). Si se usa "pi" los valores de la fórmula debe ser pasado a tanto por uno para aplicar la fórmula (o dividir por 100 la expresión) por lo cual la expresión queda:

$$E_{to} = p_i * (0.4572 * tm_i + 8.128) \quad (135)$$

$$E_{tc} = K * p_i * (0.4572 * tm_i + 8.128) \quad (136)$$

Donde:

E_{to} = evapotranspiración potencial mensual (mm/mes)

E_{tc} = evapotranspiración del cultivo o consumo de agua (mm/mes).

K = (cuadro 44 y 45) coeficiente empírico de consumo característico de la cubierta vegetal y período vegetativo. Este coeficiente sólo será de aplicación para el método de Blaney y Criddle.

CUADRO 41. COEFICIENTE PARA LA REGRESIÓN LINEAL PARA EL MÉTODO DE BLANEY-CRIDDLLE

(n/N)	HR min (%)	Vel del viento m/s	Inter (a)	Tan (b)
Alta >0.8	Baja <20%	Baja 0-2	-2.6	1.55
		Media 2-5	-2.3	1.82
		Alta >5	-2	2.06
	Media 20 a 50%	Baja 0-2	-2.4	1.37
		Media 2-5	-2.5	1.61
		Alta >5	-2.55	1.82
	Alta >50%	Baja 0-2	-2,15	1.14
		Media 2-5	-1.95	1.22
		Alta >5	-1.7	1.31
Media 0.6 a 0.8	Baja <20%	Baja 0-2	-2.3	1.35
		Media 2-5	-2.05	0.155
		Alta >5	-1.8	1.73
	Media 20 a 50%	Baja 0-2	-2.2	1.2
		Media 2-5	-2.15	1.38
		Alta >5	-2.1	1.52
	Alta >50%	Baja 0-2	-1.8	0.97
		Media 2-5	-1.75	1.06
		Alta >5	-1.7	1.16
Baja 0.3 a 0.6	Baja <20%	Baja 0-2	-2	1.15
		Media 2-5	-1.85	1.28
		Alta >5	-1.7	1.4
	Media 20 a 50%	Baja 0-2	-2	1.05
		Media 2-5	-1.85	1.15
		Alta >5	-1.7	1.25
	Alta >50%	Baja 0-2	-1.45	0.8
		Media 2-5	-1.55	0.88
		Alta >5	-1.65	0.98

CUADRO 42. P (%) HORAS LUZ POR DÍA EN PORCENTAJE TABULADAS POR MES Y POR LATITUD MÉTODO DE BLANNEY-CRIDDLE HEMISFERIO SUR

LAT	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
-5	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28
-10	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29
-15	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29
-20	0.3	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.3
-25	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24	0.24	0.26	0.27	0.29	0.3	0.31
-30	0.31	0.3	0.28	0.26	0.24	0.23	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32
-35	0.32	0.3	0.28	0.25	0.23	0.22	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32
-40	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.24	0.27	0.3	0.32	0.34
-42	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21	0.21	0.24	0.27	0.3	0.33	0.34
-44	0.34	0.31	0.28	0.25	0.22	0.2	0.21	0.24	0.27	0.3	0.33	0.35
-46	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.2	0.2	0.23	0.27	0.3	0.34	0.35
-48	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19	0.2	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
-50	0.35	0.32	0.28	0.24	0.2	0.18	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36
-52	0.36	0.33	0.28	0.24	0.2	0.17	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37
-54	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38
-56	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39
-58	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.4
-60	0.4	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13	0.15	0.2	0.26	0.32	0.38	0.41

CUADRO 43. P (%) HORAS LUZ POR DÍA EN PORCENTAJE TABULADAS POR MES Y POR LATITUD MÉTODO DE BLANNEY-CRIDDLE HEMISFERIO NORTE

LAT	Ene.	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
60	0.15	0.2	0.26	0.32	0.38	0.41	0.4	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
58	0.16	0.21	0.26	0.32	0.37	0.4	0.39	0.34	0.28	0.23	0.18	0.15
56	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
54	0.18	0.22	0.26	0.31	0.36	0.38	0.37	0.33	0.28	0.23	0.19	0.17
52	0.19	0.22	0.27	0.31	0.35	0.37	0.36	0.33	0.28	0.24	0.2	0.17
50	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.2	0.18
48	0.2	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.21	0.19
46	0.2	0.23	0.27	0.3	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.2
44	0.21	0.24	0.27	0.3	0.33	0.35	0.34	0.31	0.28	0.25	0.22	0.2
42	0.21	0.24	0.27	0.3	0.33	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
40	0.22	0.24	0.27	0.3	0.32	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
35	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.32	0.3	0.28	0.25	0.23	0.22
30	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.31	0.3	0.28	0.26	0.24	0.23
25	0.24	0.26	0.27	0.29	0.3	0.31	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
20	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.3	0.3	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
15	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25
10	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
5	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
0	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

CUADRO 44. COEFICIENTE K MENSUALES DE USO CONSUNTIVO MENSUAL EN BLANEY Y CRIDDLE, PARA NORTE DE ARGENTINA, PERÚ Y ECUADOR (TROPICAL)

Cultivos	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun
Frutales	-0.45	0.64	0.76	0.84	0.9	0.81	0.72	0.6		0.66		
Hojas Caducas												
Frutales	0.45	0.46	0.5	0.56	0.67	0.8	0.74	0.7	0.65	0.6		
Hojas Perennes												
Vid		0.48	0.56	0.74	0.88	0.9	0.85	0.72			0.7	
Platana		0.44	0.48	0.8	0.85	0.76	0.62	0.6	0.56			
Alfalfa		0.6	0.85	0.96	1.04	1.08	1.06	1	0.88	0.76	0.6	
Pasturas		0.85	0.72	0.76	0.81	0.85	0.83	0.8	0.78	0.75	0.7	
Regadas												
Caña de azúcar			0.7	0.86	1.02	1.1	1.04	0.9	0.82	0.74		
Algodón 1		0.4	0.56	0.7	0.96	0.98	0.88	0.76				
Algodón 2	0.36	0.48	0.64	0.8	0.88	1	0.92	0.75				
Arroz				0.85	1	1.12	1.15	1.1				
Maiz	0.74 0.76		0.49	0.66	0.88	0.76	0.75		0.52	0.7	0.85	
Crano												
Maiz	0.77 0.85									0.47	0.66	
Choclo												
Sorgo		0.45	0.8	0.87	0.78	0.7						
Crano												
Sorgo	0.74 0.80		0.46	0.76	0.88	0.8	0.75		0.45	0.75	0.86	
Forrjero												
Papa	0.78 0.88	0.6	0.85	0.92	0.94	0.86			0.58	0.8	0.91	
Camote	0.70 0.78	0.48	0.75	0.88	0.86	0.73			0.5	0.76	0.87	
Yuca	0.38	0.46	0.58	0.73	0.74	0.66	0.62	0.6				
Legumbres	0.69		0.56	0.7	0.79	0.73			0.49	0.68	0.72	
Hortalizas mayores		0.45	0.67	0.75	0.85	0.84	0.68	0.75	0.86	0.78	0.75	
Hortalizas menores		0.5	0.62	0.78	0.85			0.68	0.8	0.84	0.81	
Cucurbitaceas		0.46	0.65	0.78	0.83	0.75			0.46	0.64	0.76	
	0.8											
Trigo y otros cereales		0.45	0.69	0.8	0.85	0.79						
Tabaco			0.44	0.67	0.8	0.94	0.99	0.96				
Girasol			0.45	0.75	0.98	0.82	0.5					

CUADRO 45. COEFICIENTE DE CORRECCIÓN K PARA APLICACIÓN DE LA FÓRMULA DE BLANEY-CRIDDLE SEGÚN TIPO DE VEGETACIÓN Y MES DE PERIODO VEGETATIVO

Vegetación	Lugar	Mes											
		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Agrios	Andalucía y levante			0.41	0.3	0.44	0.43	0.44	0.41	0.41	0.64	0.41	
	Arizona			0.57	0.6	0.6	0.64	0.64	0.68	0.68	0.63	0.62	
	California litoral												
Alfalfa	Andalucía y levante			0.41	0.7	0.64	0.67	0.74	0.67	0.64	0.4	0.41	
	California litoral			0.6	0.65	0.7	0.8	0.85	0.85	0.8	0.7	0.6	
	California Inferior			0.65	0.7	0.8	0.9	1.1	1	0.85	0.8	0.7	
	Dakota del norte				0.84	0.89	1	0.86	0.78	0.72			
	Utah				0.88	1.15	1.24	0.97	0.87	0.81			
Algodón	Andalucía y levante			0.12	0.38	0.5	0.5	0.6	0.65	0.3	0.3		
	Arizona				0.27	0.3	0.49	0.86	1.04	1.03	0.81		
	Texas			0.24	0.22	0.61	0.42	0.4	0.5				
Arroz	Andalucía y levante				0.32	1.34	1.42	1.4	1.44	0.51			
Cebolla Tardía	Andalucía y levante			0.28	0.45	0.3	0.31	0.28					
Cebolla Temprana	Andalucía y levante			0.28	0.45	0.3							
Cereal grano pequeño	Dakota del norte				0.19	0.5	1.13	0.77	0.3				
Frutales de pepita	Andalucía y levante			0.14	0.45	0.49	0.74	0.71	0.55	0.43	0.36		
Hortalizas	Andalucía y levante	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.7	0.6	0.5	0.2	0.2
Maíz de ciclo largo	Andalucía y levante					0.12	0.2	0.38	0.42	0.26	0.1		
	Dakota del norte					0.47	0.63	0.78	0.79	0.7			
	Andalucía y levante						0.12	0.38	0.42	0.26	0.1		
	California					0.84	0.84	0.77	0.82	1.09	0.7		

CONTINUACIÓN CUADRO 45

Patata	Dakota del norte					0.45	0.74	0.87	0.75	0.54		
	Dakota del sur					0.69	0.6	0.8	0.89	0.39		
Patata Tardia	Andalucia y levante						0.4	0.65	0.7	0.75	0.3	
Patata Temprana	Andalucia y levante			0.55	0.72	0.23	0.62					
Romolacha Azucarera	Andalucia y levante			0.19	0.27	0.55	0.87	0.69	0.36	0.13	0.1	0.03
	California litoral				0.39	0.38	0.36	0.37	0.35	0.38		
	California Inferior				0.3	0.6	0.36	0.96	0.91	0.41		
	Montana							0.83	1.03	1.02		
Sorgo	Arizona							0.34	0.72	0.97	0.62	0.6
	Kansas				0.8			0.94	1.17	0.86	0.47	
	Texas				0.26			0.75	1.2	0.85	0.49	
Tomate tardio	Andalucia y levante				0.32			0.41	0.71	0.67	0.81	
Tomate temprano	Andalucia y levante			0.15	0.2	0.3	0.3					
Trebol	Andalucia y levante			0.3	0.81	0.55	0.77	0.83	0.76	0.7	0.44	
Trigo	Texas			0.64	1.16	1.26	0.87					

Ejercicio:

Se pide calcular el consumo (en mm/mes y en m³/(ha-mes) de un cultivo cuyo coeficiente K de cultivo en el mes de Julio es de 0.83.

$$T_{\max} = 27.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$T_{\min} = 13.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$\text{HR} = 60.8\%$$

$$U_2 = 1.8 \text{ m/s}$$

$$n = 5.2 \text{ hr/d}$$

$$\text{Latitud} = 10^{\circ} \text{ N}$$

Utilizando la ecuación 132:

$$T_m = (27.4 + 13.2)/2 \text{ °C}$$

$$T_m = 20.3 \text{ °C}$$

Para el mes de Julio (del cuadro 33)

$$P_i = 8.86$$

Utilizamos la ecuación 135:

$$E_{to} = p_i * (0.4572 * t_{mi} + 8.128)$$

$$E_{to} = 8.86 * (0.4572 * 20.3 + 8.128)$$

$$E_{to} = 154.25 \text{ mm/mes}$$

$$E_{to} = 498 \text{ mm/d}$$

Como 1.0 mm/d evapotranspirado = 10 m³/(ha*d)

$$E_{to} = 4.98 \text{ mm/d} * 10 \text{ m}^3/(\text{ha} * \text{d})$$

$$E_{to} = 49.8 \text{ m}^3/(\text{ha} * \text{d})$$

$$E_{to} = 49.8 \text{ m}^3/(\text{ha} * \text{d}) * 31 \text{ d/mes}$$

$$E_{to} = 1542.5 \text{ m}^3/(\text{ha} * \text{mes julio})$$

Calculando Etc utilizando la ecuación 122 tenemos:

$$E_{tc} = 0.83 * 154.25 \text{ mm/mes}$$

$$E_{tc} = 128.03 \text{ mm/mes}$$

$$E_{tc} = 1280.3 \text{ m}^3/(\text{ha} * \text{mes})$$

- **Método 3:** Harry F. Blaney y Waine D. Criddle propusieron otra fórmula en el oeste de los EUA, en la cual se emplean la temperatura media mensual, el fotoperíodo diario y un factor del cultivo con lo cual se puede estimar el uso consuntivo.

La expresión general es la siguiente:

$$E_{ti} = KG * F \quad (137)$$

Donde:

E_{ti} = Evapotranspiración total del cultivo (cm/mes)

KG = Coeficiente global, que depende del tipo de cultivo

F = Es un factor que toma en consideración el fotoperíodo y la temperatura media mensual durante la estación de crecimiento del cultivo

$$F = \sum f_i \quad (138)$$

Donde:

f_i = Valores del factor climático llamadas ETP mensuales (cm)

$$f_i = p_i * [(T_{mi} + 17.8)/21.8] \quad (139)$$

Donde:

T_{mi} = Temperatura media mensual en °C

p_i = Porcentaje de horas luz del mes con respecto al total anual. El valor de p_i se consulta en el cuadro 33 y 34, teniendo como argumento la latitud del lugar.

El valor del KG para el cultivo en estudio se consulta en el cuadro 47.

En virtud de que esta fórmula daba valores muy elevados, por haber sido deducida en una región desértica, Phelan introdujo una corrección por temperatura K_{ti} que se calcula como sigue:

$$K_{ti} = 0.03114 * T_{mi} + 0.2396 \quad (140)$$

Donde:

T_{mi} = Temperatura media mensual en °C

Por otro lado considerando que la expresión general de este método solo permite obtener valores de uso consuntivo en períodos no menores de 30 días y en virtud de que K_G varía en función del desarrollo del cultivo, se han obtenido las curvas de variación de K_G en función de los coeficientes periódicos del desarrollo del cultivo que permiten obtener los valores del uso consuntivo en el período que se desee, por lo que el factor K_G se transforma en K_c y por lo tanto la expresión de la ecuación de Blaney y Criddle queda como sigue:

$$E_{ti} = k_{ci} * (f_i * k_{ti}) \quad \text{donde } \sum f_i = F \quad (141)$$

Donde:

E_{ti} = evapotranspiración total del cultivo

Luego se procede a corregir E_{ti} utilizando las ecuaciones 142, 143, 144 y 145:

$$E_{ti}' = [k_{ci} * (f_i * k_{ti})] * J \quad (142)$$

Donde:

E_{ti}' = evapotranspiración real total del cultivo

J = Factor de corrección

La secuencia de cálculo para determinar el uso consuntivo con la fórmula de Blaney y Criddle se muestra con el siguiente ejemplo con los siguientes datos:

Cultivo: trigo

Ciclo vegetativo: 142 días

Meses del periodo vegetativo: 5 meses

Fecha de siembra: 9 de diciembre

Fecha de cosecha: 29 de abril

Latitud: $27^{\circ} 30' = 27.50$ grados

K_G : 0.75 (obtenido del cuadro 47)

CUADRO 46. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL TOTAL DEL CULTIVO DE BLANEY-CRIDDLE

Mes (1)	Duración (meses) (2)	Temp. (T _{mi}) °C (3)	T _i +17.8/21.8 (4)	P _i (%) (5)	f _i (cm) (6)	K _{ti} (7)	f _i * K _{ti} (cm) (8)	K _{ci} (9)	E _{ti} (cm) (10)	E _{ti} ' (cm) (11)	E _{ti} ' acumulada (cm) (12)
Dic	0.74	16.40	1.569	7.29	8.46	0.75	6.345	0.26	1.65	1.51	1.51
Ene	1.00	15.00	1.505	7.41	11.15	0.71	7.917	0.74	5.86	5.35	6.85
Feb	1.00	15.80	1.541	7.08	10.91	0.73	7.964	1.46	11.63	10.61	17.47
Mar	1.00	17.60	1.624	8.39	13.62	0.79	10.760	1.56	16.79	15.32	32.79
Abr	0.97	20.80	1.771	8.66	14.88	0.89	13.243	0.95	12.58	11.48	44.27
			Σf _i = F = 59,02			Σ(f _i *K _{ti}) = F _{corregida} = 46.229		ΣE _{ti} = 48.50		44.27	

Explicación de cada una de las columnas del cuadro

(1) = meses del periodo vegetativo

(2) = duración del cultivo en cada mes, el cual se obtiene dividiendo el número de días del cultivo en ese mes entre el número total del días del mes

(3) = temperatura media mensual °C (4) = cálculos [(T_i+17,8)/21,8]

(5) = % de horas luz (cuadro 33 y 34)

(6) = cálculos de la f_i = P_i*[(T_i + 17.8)/21.8]

Columna (4) * columna (5) cuya sumatoria de las f_i nos da la F

(7) = corrección Phelan = K_{ti} = 0.031144 * T_i + 0.2396 donde T_i = temperatura media mensual (oC)

(8) = cálculo de todas las f_i * k_{ti} = columna (6) * columna (7) cuya sumatoria es F corregida

(9) = Según el % desarrollo se dan los valores de k_{ci} (cuadro 36 o 37)

(10)= Cálculo de la evapotranspiración total del cultivo = k_{ci}*(f_i*k_{ti})= columna (8) * columna(9)

(11)= Cálculo de la corrección de la columna (10) o de la evapotranspiración total del cultivo mediante las siguientes ecuaciones y procedimiento:

Cálculo del coeficiente de corrección de KG llamado K' mediante la ecuación

$$K' = \Sigma E_{ti} / \Sigma f_i \quad (143)$$

$$K' = 48.50 / 59.02$$

$$K' = 0.8217$$

Luego cálculo del factor de corrección de la evapotranspiración total del cultivo (E_{ti}) llamado J utilizando el valor K' calculado y KG del cuadro 47

$$J = KG / K' \quad (144)$$

$$J = 0.75 / 0.8217$$

$$J = 0.9127$$

Por último se calcula la evapotranspiración total real del cultivo (E_{ti}')(columna 11) multiplicando la evapotranspiración total del cultivo (E_{ti})(columna 10) por el factor J de corrección obtenido

$$E_{ti}' = J \times E_{ti} \quad (145)$$

$$E_{ti}' = 0.9127 \times E_{ti}$$

de donde se observa en el cuadro 46 que cada valor de la columna (10) se multiplica por el valor J obtenido que es el valor de corrección.

(12)= evapotranspiración total real del cultivo acumulada.

CUADRO 47. CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN COEFICIENTE GLOBAL KG PARA ALGUNOS CULTIVOS IMPORTANTES PARA UTILIZAR EL MÉTODO 3 DE BLANEY-CRIDDLE

Cultivo	Periodo de crecimiento	Coefficiente gloval (KG)	Cultivo	Periodo de crecimiento	Coefficiente gloval (KG)
Aguacate	todo el año	0.50 a 0.55	Gladiola	3 a 4 meses	0.60
Ajonjolí	3 a 4 meses	0.80	Haba	4 a 5 meses	0.60 a 0.70
Alfalfa	entre heladas	0.80 a 0.85	Hortalizas	2 a 4 meses	0.60
Alfalfa	en invierno	0.60	Jitomate	4 meses	0.70
Algodón	6 a 7 meses	0.65 a 0.65	Lechuga y Col	3 meses	0.70
Arroz 3 a 5 meses 1.00 a 1.20			Lenteja 4 meses		0.60 a 0.70
Cacahuete	5 meses	0.60 a 0.65	Lino	7 a 8 meses	0.70 a 0.80
Cacao	todo el año	0.75 a 0.80	Maíz	4 a 7 meses	0.70 a 0.85
Café	todo el año	0.75 a 0.80	Mango	todo el año	0.75 a 0.80
Camote	5 meses	0.60	Melón	1 a 4 meses	0.60
Caña de azúcar	todo el año	0.75 a 0.80	Nogal	entre heladas	0.70
Cártamo	5 a 8 meses	0.55 a 0.65	Papa	3 a 5 meses	0.65 a 0.75
Cereales grano pequeño	3 a 6 meses	0.75 a 0.80	Palma datilera	todo el año	0.65 a 0.80
Cítricos	7 meses	0.55 a 0.65	Palma cocotera	todo el año	0.80 a 0.90
Chile	3 a 4 meses	0.60	Papaya	todo el año	0.60 a 0.80
Espárrago	6 meses	0.60	Plátano	todo el año	0.80 a 1.00
Fresa	todo el año	0.45 a 0.60	Pastos de gramíneas	todo el año	0.75
Frijol	3 a 4 meses	0.60 a 0.70	Sandía	3 a 4 meses	0.60
Frutales de hoja caduca	entre heladas	0.60 a 0.70	Sorgo	3 a 4 meses	0.70
Garbanzo	4 a 5 meses	0.60 a 0.70	Soya	3 a 5 meses	0.6 a 0.7
Girasol	4 meses	0.50 a 0.65	Tomate	4 a 5 meses	0.70

ETO SEGÚN TURC

Fórmula de Turc (1955) Utiliza como parámetros únicamente la precipitación anual y la temperatura media anual. Su expresión es:

$$E_{to} = \frac{P}{(0.9 + P^2/L^2)^{0.5}} \quad (145)$$

Donde:

E_{to} = Evapotranspiración anual (mm)

P = precipitación anual (mm)

L = un parámetro heliotérmico que tiene por expresión:

$$L = 300 + 25 * \beta + 0.05 * \beta^3 \quad (146)$$

Donde:

β = temperatura media anual (°C)

Ejemplo:

Datos:

$$\beta = 24 \text{ °C}$$

$$P = 2352 \text{ mm}$$

Utilizando la ecuación 146 tenemos:

$$L = 300 + 25 * 24 + 0.05 * 24^3$$

$$L = 1591.2$$

Utilizando la ecuación 145 tenemos:

$$E_{to} = \frac{2352}{(0.9 + 2352^2/1591.22)} = 0.5$$

$$E_{to} = 2352 / 1.7564$$

$$E_{to} = 1339.10 \text{ mm/año}$$

También Turc (1961) propone calcular la evapotranspiración potencial (mm/mes) para cada mes en función de la radiación solar media diaria de ese mes (cal/(cm²*d)). recordar que:

1 cal/(cm²*d)= 0.017 (mm/día) sobre una superficie horizontal, la temperatura media mensual (°C) y una corrección basada en la humedad relativa media mensual (%).

$$E_{to} = f_i * [t_{m_i} / (t_{m_i} + 15)] * [R_s + 50] * c_i \quad (147)$$

Donde:

f_i = factor de corrección mensual: 0.37 para febrero; 0.4 para el resto de los meses.

t_{m_i} = temperatura media mensual en °C.

R_s = radiación solar global media en el suelo [cal/(cm²*d)], calculada por medio de la expresión:

$$R_s = R_a * (0.18 + 0.62 * n/N) \quad (148)$$

Donde:

R_a = radiación solar extraterrestre [cal/ (cm²*día)]

n = horas de insolación reales (hr/día)

N = horas de insolación máxima (hr/día)

c_i = factor de corrección para zonas áridas, en función de la humedad relativa del mes:

$$c_i = 1 \text{ si } HR > 50\% \quad (149)$$

$$c_i = 1 + [(50 - HR_i) / 70] \text{ si } HR < 50\% \quad (150)$$

Ejercicio:

Se pide calcular la ETO del mes de julio (mm/mes) según el método de Turc para un observatorio cuyos datos son:

$$R_a = 958 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d})$$

$$N = 14.7 \text{ h}$$

$$\text{latitud} = 39^\circ 51'$$

$$t_{m\text{Julio}} = 26.1 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$n = 11.8 \text{ h}$$

$$\text{HR} = 47\%$$

La radiación solar a nivel del suelo utilizando la ecuación 148 es:

$$R_s = R_a * [0.18 + (0.62 * n/N)]$$

$$R_s = 958 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d}) * [0.18 + 0.62 * (11.8 \text{ hr}/14.7 \text{ hr})]$$

$$R_{s\text{Julio}} = 649 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{día})$$

Como la humedad relativa media del mes de julio es inferior al 50%, es necesario introducir el factor de corrección utilizando la ecuación 150:

$$c = 1 + [(50 - \text{HR})/70] \quad c = 1 + [(50 - 47) / 70] \quad c = 1.0428$$

En consecuencia, como:

$$E_{to} = 0.4 * [t_{mi} / (t_{mi} + 15)] * [R_s + 50] * c$$

$$E_{to} = 0.4 * [26.1 / (26.1 + 15)] * (649 + 50) * 1.0428$$

$$E_{to} = 185,16 \text{ mm/mes}$$

ETO SEGÚN PAPADAKIS

Es un método experimental basado en la consideración del déficit de saturación de vapor ($e_{satmax} - e_{satmin}$). El método se emplea en la clasificación de Papadakis. Para la cuantificación del déficit de saturación es necesaria la humedad relativa y las temperaturas. Dado que el primer dato no siempre está disponible, Papadakis (1961) propuso, finalmente, la siguiente expresión para el cálculo de la Eto (mm/mes):

$$Eto = 5.625 * [e_{satmax} - (e_{satmin} f\{t_{min} - 2\})] \text{ mm/mes} \quad (151)$$

e_{satmax} = tensión de saturación de vapor para la temperatura media de las máximas del mes considerado (mb) (cuadros 9 o 48 o ecuaciones 152 y 153)

$e_{satmin} f\{t_{min} - 2\}$ = tensión de saturación de vapor en función de (o calculada con base a) la temperatura media mínima menos 2 °C (mb). Se pueden utilizar los cuadros 9 o 48 o ecuaciones 152 y 153

$$e_{sat} \text{ (mb, hPa)} = 33.8639 * [(0.00738 * tm + 0.8072)8 - 0.000019 * (1.8 * tm + 48) + 0.001316] \quad (152)$$

y también:

$$e_{sat} = 0.6108 * e^{((17.27 * T) / (T + 237.3))} \quad (153)$$

Ejemplo:

Se pide calcular la Eto del mes de julio según el método de Papadakis en mm/mes:

$$T_{max} = 33.2 \text{ °C y}$$

$$t_{min} = 18.9 \text{ °C}$$

De los cuadros 9 y 48 se puede obtener el valor de la tensión de saturación de vapor, (e_{sat}) en mb, en función de la temperatura como se presenta a continuación:

$$e_{sat} (33.2) = 50.86 \text{ mb} = 50.86 \text{ hPa}$$

$$e_{sat} (18.9 - 2) = e_{sat} (16.9) = 19.26 \text{ mb} = 19.26 \text{ hPa}$$

Aplicando la fórmula 151 tenemos:

$$Eto = 5.625 * [50.86 - 19.26]$$

$$Eto = 178 \text{ mm/mes}$$

ETO SEGÚN HARGREAVES

1- Método de Hargreaves a partir de la radiación extraterrestre y la temperatura:

El método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985), utiliza parámetros térmicos y radiación solar, la cual esta última se estima a partir de la radiación solar extraterrestre (datos disponibles en cualquier observatorio termométrico). El método presenta la ventaja de que se puede aplicar en cualquier observatorio con datos de temperatura y que el método da resultados muy correlacionados con los obtenidos con el método de Penman (FAO 56).

$$Eto = 0.0023 * Ra * (t_{max} - t_{min})^{0.5} * (tm + 17.8) \text{ mm/día} \quad (154)$$

Donde:

Eto = evapotranspiración del cultivo de referencia (césped) en mm/día

Ra = radiación solar extraterrestre expresada en equivalente de agua (mm/día). Para evaluar la radiación solar extraterrestre (Ra) existen los cuadros 28, 29 y 30, todas ellas en función de la latitud y del mes.

El cuadro 30 está en MJulio/(m²*d) (para pasar a mm/día de agua evaporada multiplicar por 0.408). Los cuadros 28, y 29 están en mm/d.

$t_{max} - t_{min}$ = diferencia entre la media mensual de temperaturas máximas y la de mínimas (°C)

tm = temperatura media del aire (°C)

Ejemplo del método 1: Se pide calcular la Eto en el mes de julio según el método de Hargreaves, en un observatorio cuya latitud es 40°22' (40.36°). Se desea obtener el valor mm/d; mm/mes y en m³/ (ha*mes). Datos: mes = julio, tm = 24.6 °C,

$$t_{max} = 32.0 \text{ °C,}$$

$$t_{min} = 17.2 \text{ °C}$$

$$Ra = 974.6 \text{ cal/(cm}^2\text{*d)}$$

$$Ra = 16.66 \text{ mm/d}$$

Aplicando la ecuación 154:

$$Eto = 0.0023 * Ra * (t_{max} - t_{min})^{0.5} * (tm + 17.8)$$

$$Eto = 0.0023 * 16.66 * (32 - 17.2)^{0.5} * (24.6 + 17.8)$$

$$Eto = 0.0383 * 3.8471 * 42.4$$

$$Eto = 6.25 \text{ mm/d}$$

$$E_{to} = 6.25 \text{ mm/d} * 31 \text{ d}$$

$$E_{to} = 194 \text{ mm/ (mes de Julio)}$$

$$E_{to} = 10 \text{ m}^3/ (\text{ha} * \text{mm}) * 194 \text{ mm/mes}$$

$$E_{to} = 1937 \text{ m}^3/ (\text{ha} * \text{mes de Julio})$$

2- Método de Hargreaves a partir de la humedad relativa, radiación extraterrestre y temperatura.

En este caso se tiene:

$$E_{To} = 4.0132 * 10^{-4} * (32 + 1.8 * T_m) * R_a * N * 0.17 * (70 - L)^{1/2} * 0.166 * (100 - HR)^{1/2} \quad (155)$$

Con las restricciones de que:

- 1- cuando $0.17 * (70 - L)^{1/2}$ es mayor que 1, se toma como 1, y que
- 2- cuando $0.166 * (100 - HR)^{1/2}$ es mayor que 1, también se toma como 1

Donde:

T_m = temperatura media mensual medido en °C

L = latitud de la estación en grados y décimas de grado

HR = humedad relativa media en porcentaje

R_a = tablas de valores de la radiación extraterrestre y

N = duración máxima diaria media de las horas de insolación

Recordar que para la conversión de unidades se puede tener en cuenta:

$$1 \text{ cal/ (cm}^2 * \text{d)} = 4.185 \text{ J/ (cm}^2 * \text{d)} = 0.04185 \text{ MJ/ (m}^2 * \text{d)} = 0.0171 \text{ (mm/d)}$$

$$1 \text{ mm/d} = 2.45 \text{ MJ/ (m}^2 * \text{d)} = 58.5 \text{ cal/ (cm}^2 * \text{d)}$$

CUADRO 48. TENSIÓN DE VAPOR DE SATURACIÓN ESAT EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA (EN MB Ó HPA)

tm (°C)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
-7	3.62	3.59	3.56	3.53	3.51	3.48	3.45	3.43	3.4	3.37
-6	3.91	3.88	3.85	3.82	3.79	3.76	3.73	3.7	3.67	3.65
-5	4.22	4.19	4.15	4.12	4.09	4.06	4.03	4	3.97	3.94
-4	4.55	4.51	4.48	4.45	4.41	4.38	4.35	4.31	4.28	4.25
-3	4.9	4.87	4.83	4.79	4.76	4.72	4.69	4.65	4.62	4.58
-2	5.28	5.24	5.2	5.17	5.13	5.09	5.05	5.01	4.98	4.94
-1	5.69	5.64	5.6	5.56	5.52	5.48	5.44	5.4	5.36	5.32
-0	6.12	6.07	6.03	5.98	5.94	5.9	5.86	5.81	5.77	5.73
+0	6.12	6.16	6.21	6.25	6.3	6.34	6.39	6.44	6.48	6.53
1	6.58	6.62	6.67	6.72	6.77	6.82	6.87	6.92	6.97	7.02
2	7.07	7.12	7.17	7.22	7.27	7.32	7.38	7.43	7.48	7.54
3	7.59	7.64	7.7	7.75	7.81	7.86	7.92	7.97	8.03	8.09
4	8.14	8.2	8.26	8.32	8.38	8.44	8.49	8.55	8.61	8.67
5	8.74	8.8	8.86	8.92	8.98	9.04	9.11	9.17	9.23	9.3
6	9.36	9.43	9.49	9.56	9.63	9.69	9.76	9.83	9.89	9.96
7	10.03	10.1	10.17	10.24	10.31	10.38	10.45	10.52	10.6	10.67
8	10.74	10.81	10.89	10.96	11.04	11.11	11.19	11.26	11.34	11.42
9	11.49	11.57	11.65	11.73	11.81	11.89	11.97	12.05	12.13	12.21
10	12.29	12.37	12.46	12.54	12.62	12.71	12.79	12.88	12.97	13.05
11	13.14	13.23	13.31	13.4	13.49	13.58	13.67	13.76	13.85	13.94
12	14.04	14.13	14.22	14.32	14.41	14.51	14.6	1.47	14.79	14.89
13	14.99	15.09	15.18	15.28	15.38	15.48	15.59	15.69	15.79	15.89
14	15.99	16.1	16.2	16.31	16.41	16.52	16.63	16.73	16.84	16.95
15	17.06	17.17	17.28	17.39	17.5	17.62	17.73	17.84	17.96	18.07
16	18.19	18.31	18.42	15.54	18.66	18.78	18.9	19.02	19.14	19.26
17	19.38	19.5	19.63	19.75	19.88	20	20.13	20.26	20.38	20.51
18	20.64	20.77	20.9	21.03	21.17	21.3	21.43	21.57	21.7	21.84
19	21.97	22.11	22.25	22.39	22.53	22.67	22.81	22.95	23.09	23.24

CONTINUACIÓN CUADRO 48

20	23.38	23.53	23.67	23.82	23.97	24.11	24.26	24.41	24.56	24.71
21	24.87	25.02	25.71	25.53	25.48	25.64	25.8	25.95	26.11	26.27
22	26.43	26.59	26.76	26.92	27.08	27.25	27.41	27.58	27.75	27.92
23	28.09	28.26	28.43	28.6	28.77	28.95	29.12	29.3	29.47	29.65
24	29.83	30.01	30.19	30.37	30.55	30.73	30.92	31.1	31.29	31.48
25	31.66	31.85	32.04	32.23	32.43	32.62	32.81	33.01	33.2	33.4
26	33.6	33.8	34	34.2	34.4	34.6	34.81	35.01	35.22	35.43
27	35.64	35.85	36.06	36.27	36.48	36.7	36.91	37.13	37.34	34.56
28	37.78	38	38.22	38.45	38.67	38.9	39.12	39.35	39.58	39.81
29	40.04	40.27	40.5	40.74	40.97	41.21	41.45	41.69	41.93	42.17
30	42.41	42.66	42.9	43.15	43.4	43.65	43.9	44.15	44.4	44.65
31	44.91	45.17	45.42	45.68	45.94	46.2	46.47	46.73	47	47.26
32	47.53	47.8	48.07	48.35	48.62	48.89	49.17	49.45	49.73	50.01
33	50.29	50.57	50.86	51.14	51.43	51.72	52.01	52.3	52.6	52.89
34	53.19	53.48	53.78	54.08	54.39	54.69	54.99	55.3	55.61	55.92
35	56.23	26.54	56.85	57.17	57.49	57.81	58.13	58.45	58.77	59.09
36	59.42	59.75	60.08	60.41	60.74	61.18	61.41	61.75	62.09	62.43
37	62.77	63.12	63.46	63.81	64.16	64.51	64.86	65.21	65.57	65.93
38	66.29	66.65	67.01	67.37	67.74	68.11	68.48	68.65	69.22	69.59
39	69.97	70.35	70.73	71.11	71.49	71.88	72.27	72.66	73.05	73.44
40	73.83	74.23	74.63	75.03	75.43	75.84	76.24	76.65	77.06	77.47
41	77.88	78.3	78.72	79.14	79.56	79.98	80.4	80.83	81.26	81.69

Ejemplo del método 2: Mediante la ecuación 155

Calcular la Eto diaria para un día del mes de Julio conociendo que se encuentra a 40° de latitud Norte, y que las temperaturas de ese día son:

$$t_{\text{media}} = 24.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

$$t_{\text{max}} \text{ diaria} = 29.8 \text{ }^{\circ}\text{C}.$$

$$t_{\text{min}} \text{ diaria} = 18.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Valor de la Radiación extraterrestre (para agosto y 40° latitud Norte):

$$Ra = 36.7 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$$

Para pasarlo a su equivalente en mm/d:

$$Ra = 36.7 * 0.408$$

$$Ra = 15.0 \text{ mm}/\text{d}$$

Cálculo de la expresión siguiente (parte de la ecuación 155):

$$0.17 * (70-L)^{1/2} = 0.17 * (70-40)^{0.5}$$

$$0.17 * (70-L)^{1/2} = 0.93$$

Utilizando la ecuación 74, 98 y 100 tenemos:

$$e_{\text{sat}} = 0.611 * e^{((17.27 * T)/(T+237.3))}$$

$$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 24.2)/(24.2+237.3) = 1.598$$

$$e_{\text{sat}(\text{med})} = 0.611 * e^{1.598}$$

$$e_{\text{sat}(\text{med})} = 3.02 \text{ kPa}$$

$$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 29.8)/(29.8+237.3) = 1.927$$

$$e_{\text{sat}(\text{max})} = 0.611 * e^{1.927}$$

$$e_{\text{sat}(\text{max})} = 4.20 \text{ kPa}$$

$$HR_{\text{med}} = \frac{e_{\text{sat}(\text{Tmed})}}{e_{\text{sat}(\text{Tmax})}} * 100$$

$$HR_{\text{med}} = \frac{e_{\text{sat}(\text{Tmed})}}{e_{\text{sat}(\text{Tmax})}} * 100$$

$$HR_{\text{med}} = \frac{3.02 * 100}{4.20}$$

$$HR_{\text{med}} = 71.9047 \%$$

$$e_{\text{act}} = e_{\text{sat}} * (HR / 100)$$

$$e_{\text{act}} = 3.02 * (71.9047/100)$$

$$e_{\text{act}} = 2.17 \text{ kPa}$$

Cálculo de la expresión siguiente (parte de la ecuación 155):

$$0.166(100-HR)^{1/2} = 0.166 * (100-71.9047)^{0.5}$$

$$0.166(100-HR)^{1/2} = 0.88$$

$$N = 16.6 \text{ mm}/\text{d}.$$
 Para 40°N y el mes de Julio

Calculando la evapotranspiración potencial por medio de la ecuación 155:

$$ET_o = 4.0132 * 10^{-4} * (32 + 1.8 * T_m) * Ra * N * 0.17 * (70 - L)^{1/2} * 0.166(100 - HR)^{1/2}$$

$$ET_o = 4.0132 * 10^{-4} * (32 + 1.8 * 24.2) * 15.0 * 16.6 * 0.93 * 0.88$$

$$ET_o = 6.19 \text{ mm}/\text{d}$$

ETO SEGÚN THORNTHWAITE

Los cálculos de Thornthwaite (1948) están basados en la determinación de la evapotranspiración en función de la temperatura media, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes. El método es muy empleado en hidrología y en la estimación del balance hídrico para climatología e hidrología de cuencas. También es empleado en los índices y clasificaciones climáticas.

Thornthwaite comprobó que la evapotranspiración era proporcional a la temperatura media afectada de un coeficiente exponencial, "a".

El procedimiento de cálculo de esta metodología es la siguiente:

Se calcula el índice de calor mensual "i" a partir de la temperatura "t" o se puede también obtener del cuadro 49-:

$$I = (t_m / 5)^{1.514} \quad (156)$$

1- Se calcula el índice de calor anual "I" sumando los 12 valores de "i": I = índice de calor anual donde:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad (157)$$

2. Se calcula Etp mensual sin corregir (sin ajustar) mediante la ecuación:

$$Etosa = 16 * [10 * (t_m/I)]^a \quad (158)$$

Etosa = evapotranspiración mensual sin ajustar (mm/mes)

t_m = temperatura media mensual (°C)

I = índice de calor anual obtenido de la ecuación 157

a = parámetro que se calcula, en función de I según la ecuación 159 o se puede obtener del cuadro 50:

$$a = 0.000000675 * I^3 - 0.0000771 * I^2 + 0.01792 * I + 0.49239 \quad (159)$$

Donde para confirmar se observa que I o índice de calor anual se calcula a partir de la suma de los doce índices de calor mensuales "i_j".

Para el cálculo de la Eto de un mes determinado será preciso corregir la Etosa mediante un coeficiente que tenga en cuenta el número de días del mes y horas de luz de cada día, en función de la latitud. Para lo cual se introduce el índice de iluminación mensual en unidades de 12 horas, que deberá multiplicar a la Etosa para obtener la Eto según Thornthwaite (mm/mes).

$$Eto = Etosa * \frac{N}{12} * \frac{d}{30} \quad (160)$$

$$Eto = Etosa * L \quad (161)$$

Donde:

Eto = Evapotranspiración potencial (mm/mes)

Etosa: evapotranspiración mensual sin ajustar en mm

N = número máximo de horas sol (Cuadros 31 y 32) dependiendo del mes y de la latitud

d = número de días del mes

L: factor de corrección del número de días del mes que se puede obtener del cuadro 51 o se calcula como se muestra en las ecuaciones 160 y 161 ($L = Nd/30 * n/12$).

CUADRO 49. ÍNDICE DE CALOR MENSUAL "IJ" EN FUNCIÓN DE LA TEMPERATURA. (SE OBTIENE A PARTIR DE UNA TEMPERATURA DETERMINADA, ENTRANDO CON EL VALOR ENTERO POR EL EJE VERTICAL Y CON EL DECIMAL POR EL HORIZONTAL)

tm(°C)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	0	0	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1	0.09	0.1	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.2	0.21	0.23
2	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4	0.71	0.74	0.77	0.8	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5	1	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.28
6	1.32	1.35	1.38	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.7	1.74	1.77	1.81	1.85	1.88	1.92	1.96	2
8	2.04	2.08	2.11	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.43	2.48	2.52	2.56	2.6	2.64	2.68	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.9	2.94	2.99	3.03	3.07	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.3	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4	4.05	4.1	4.15	4.2
13	4.25	4.3	4.35	4.4	4.45	4.5	4.55	4.6	4.65	4.7
14	4.75	4.8	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.6	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.1	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.43	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.9
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.1
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.1	9.16	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.81	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.61	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.3	11.37
25	11.44	11.5	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.7	12.78

CUADRO 50. VALOR DEL COEFICIENTE "A". SE ENTRA CON EL VALOR DEL ÍNDICE DE CALOR ANUAL I Y SE LEE DIRECTAMENTE EL VALOR DE "A"

I	a	I	a	I	a	I	a
20	0.83	60	1.44	100	2.19	140	3.34
21	0.84	61	1.45	101	2.21	141	3.38
22	0.86	62	1.47	102	2.23	142	3.42
23	0.87	63	1.48	103	2.26	143	3.45
24	0.89	64	1.5	104	2.28	144	3.49
25	0.9	65	1.52	105	2.31	145	3.53
26	0.92	66	1.53	106	2.33	146	3.57
27	0.93	67	1.55	107	2.35	147	3.6
28	0.95	68	1.57	108	2.38	148	3.64
29	0.96	69	1.58	109	2.4	149	3.68
30	0.98	70	1.6	110	2.43	150	3.72
31	0.99	71	1.62	111	2.45	151	3.76
32	1.01	72	1.63	112	2.48	152	3.81
33	1.02	73	1.65	113	2.51	153	3.85
34	1.04	74	1.67	114	2.53	154	3.89
35	1.05	75	1.69	115	2.56	155	3.93
36	1.07	76	1.71	116	2.59	156	3.97
37	1.08	77	1.72	117	2.61	157	4.02
38	1.1	78	1.74	118	2.64	158	4.06
39	1.11	79	1.76	119	2.67	159	4.11
40	1.13	80	1.78	120	2.7	160	4.15
41	1.14	81	1.8	121	2.73	161	4.2
42	1.16	82	1.82	122	2.76	162	4.24
43	1.17	83	1.83	123	2.79	163	4.29
44	1.19	84	1.85	124	2.82	164	4.33
45	1.2	85	1.87	125	2.85	165	4.38
46	1.22	86	1.89	126	2.88	166	4.43
47	1.23	87	1.91	127	2.91	167	4.48
48	1.25	88	1.93	128	2.94	168	4.53
49	1.26	89	1.95	129	2.97	169	4.58
50	1.28	90	1.97	130	3	170	4.63
51	1.3	91	1.99	131	3.03	171	4.68
52	1.31	92	2.01	132	3.07	172	4.73
53	1.33	93	2.04	133	3.1	173	4.78

CONTINUACIÓN CUADRO 50

54	1.34	94	2.06	134	3.13	174	4.83
55	1.36	95	2.08	135	3.17	175	4.88
56	1.37	96	2.1	136	3.2	176	4.94
57	1.39	97	2.12	137	3.24	177	4.99
58	1.4	98	2.14	138	3.27	178	5.05
59	1.42	99	2.17	139	3.31	179	5.1

CUADRO 51. VALOR "L" DEL MÉTODO DE THORNTHWAITE. COEFICIENTE PARA LA CORRECCIÓN DE LA ETO DEBIDA A LA DURACIÓN MEDIA DE LA LUZ SOLAR PARA UN DETERMINADO MES Y LATITUD

LAT.N.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.01
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

CUADRO 52. VALORES DE LA ETO DE THORNTHWAITE DIARIA (MM/DÍA) SIN AJUSTAR PARA TEMPERATURAS SUPERIORES A LOS 26.5°C

tm (°C)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
26						4.5	4.5	4.6	4.6	4.6
27	4.6	4.7	4.7	4.7	4.8	4.8	4.8	4.8	4.9	4.9
28	4.9	5	5	5	5	5.1	5.1	5.1	5.1	5.2
29	5.2	5.2	5.2	5.2	5.3	5.3	5.3	5.3	5.4	5.4
30	5.4	5.4	5.4	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.6	5.6
31	5.6	5.6	5.6	5.6	5.7	5.7	5.7	5.7	5.7	5.8
32	5.8	5.8	5.8	5.8	5.8	5.8	5.9	5.9	5.9	5.9
33	5.9	5.9	5.9	5.9	6	6	6	6	6	6
34	6	6	6	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
35	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1	6.1
36	6.1	6.1	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
37	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
38	6.2									

EJEMPLO: SE PIDE CALCULAR LA ETO EN MM/MES DURANTE EL MES DE JULIO SEGÚN EL MÉTODO DE THORNTHWAITE, EN UN OBSERVATORIO CUYA LATITUD ES 40° NORTE:

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	jun	jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
Número de días =	31.00	28.00	31.00	30.00	31.00	30.00	31.00	31.00	30.00	31.00	30.00	31.00
N(Cuadros 31 y 32)=	9.60	10.70	11.90	13.30	14.40	15.00	14.70	13.70	12.50	11.20	10.00	9.30
tm =	5.10	6.80	9.10	11.50	15.70	19.70	23.20	22.60	19.40	13.50	7.80	5.00
Ij (ecuación 156) =	1.03	1.59	2.48	3.53	5.65	7.97	10.21	9.81	7.79	4.50	1.96	1.00
I (ecuación 157) =	57.53											
a (ecuación 159)=	1.3967											
Etosa (ecuación 158) (mm / mes)=	13.52	20.21	30.36	42.10	65.02	89.28	112.19	108.15	87.38	52.66	24.48	13.15
Eto (ecuación 160) (mm / mes)=	11.18	16.82	31.11	46.66	80.63	111.60	142.01	127.59	91.03	50.79	20.40	10.53

Donde:

N = número de horas máximas del día (cuadros 31 y 32)

Tm = temperatura media °C mensual

i = índice de calor mensual a partir de la temperatura "t" obtenido con la ecuación 156

I = índice de calor anual obtenido de la ecuación 157

a = se obtiene de la ecuación 159

Etosa (mm/mes) = Evapotranspiración sin ajustar según ecuación 158

Eto (mm/mes) = Evapotranspiración ajustada según ecuación 160

$$Eto_{julio} = 142.01 \text{ mm/mes}$$

$$Eto_{julio} = 142.01 \text{ mm/mes} * 10 \text{ m}^3 / (\text{ha} * \text{mm})$$

$$Eto_{julio} = 1420.1 \text{ m}^3 / (\text{ha} * \text{mes})$$

$$Eto_{julio} = (142.01 \text{ mm/mes}) / (31 \text{ d/mes julio})$$

$$Eto_{julio} = 4.58 \text{ mm/d}$$

MÉTODO DE JENSEN Y HAISE

El método original de la ecuación de Jensen-Haise es el resultado de la revisión de unas 3,000 medidas de ET hechas en el oeste de los Estados Unidos por un período de 35 años. La ecuación es la siguiente:

$$Eto = Rs (0.025 * t + 0.08) \quad (162)$$

Donde:

Eto = Evapotranspiración potencial, mm/día.

Rs = Radiación solar total diaria calculado con la ecuación 114 en mm/d

t = Temperatura promedio del aire, °C.

Esta temperatura subestima seriamente la ET bajo condiciones de alto movimiento de masas de aire atmosférico, pero da buenos resultados en atmósferas tranquilas.

Comparando el mes de julio con el mes de julio se observa que es ligeramente mayor este método el valor de evapotranspiración

MÉTODO MEJORADO DE JENSEN Y HAISE

Este método mejorado ha sido desarrollado para estimar la evapotranspiración que se produce en periodos breves de una semana, en función de los registros de Rs.

Las ecuaciones respectivas del método, son las siguientes:

$$Eto = Ct * (tm - tx) * Rs \quad (163)$$

Para condiciones tropicales tenemos que metodología de radiación (observar metodología de radiación):

$$Rs = (0.25 + 0.5 * n/N) * Ra$$

tm = temperatura media diaria

$$tx = -2.5 - 0.14 * (esatmax - esatmin) - (h/550) \quad (164)$$

$$Ct = 1 / (C1 + 7.3 * Ch) \quad (165)$$

$$C1 = 38 - (2 * h) / 305 \quad (166)$$

$$Ch = 50 \text{ mbar} / (esatmax - esatmin) \quad (167)$$

Donde:

h = la elevación de la localidad expresada en m

esatmax = tensión de vapor a saturación en mbar a la temperatura máxima media mensual del aire

esatmin = tensión de vapor a saturación en mbar a la temperatura mínima media mensual del aire

Tomando el ejemplo anterior y añadiendo los valores de n para cada mes según el método original de la ecuación de Jensen- Haise tenemos:

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	jun	jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
Número de días =	31.00	28.00	31.00	30.00	31.00	30.00	31.00	31.00	30.00	31.00	30.00	31.00
N (cuadros 31 y 32)=	9.60	10.70	11.90	13.30	14.40	15.00	14.70	13.70	12.50	11.20	10.00	9.30
tm (°C) =	5.10	6.80	9.10	11.50	15.70	19.70	23.20	22.60	19.40	13.50	7.80	5.00
n =	6.80	9.20	9.90	11.56	11.97	13.00	12.67	11.70	10.25	9.23	8.56	8.11
n/N=	0.71	0.86	0.83	0.87	0.83	0.87	0.86	0.85	0.82	0.82	0.86	0.87
Ra (Cuadros 28 y 29) =	6.40	8.60	11.40	14.30	16.40	17.30	16.70	15.20	12.50	9.60	7.00	5.70
Rs (ecuación 114)=	3.87	5.85	7.59	9.79	10.92	11.82	11.37	10.29	8.25	6.36	4.75	3.91
Eto (ecuación 162) (mm/d)=	0.80	1.46	2.33	3.60	5.16	6.77	7.51	6.64	4.66	2.65	1.31	0.80

MÉTODO DE LA FAO

La fórmula de la FAO (Doorembos y Pruitt, 1976) ha sido desarrollada para calcular la evapotranspiración del cultivo de referencia:

$$E_{to} = a + b \cdot W \cdot R_s \quad (168)$$

Donde: a y b son los coeficientes de la ecuación de regresión que se encuentran en la cuadro 41 y W es el índice de ponderación aplicable a la radiación se encuentra en el cuadro 53, R_s (observar los procedimientos en base a radiación), que considera los efectos de la temperatura y la altitud. El procedimiento, aunque incluye el efecto de otros factores meteorológicos, tiene en cuenta niveles generales de dos de ellos que entran en la ecuación aerodinámica: el viento y la humedad atmosférica.

CUADRO 53. VALORES DEL FACTOR W PARA LOS EFECTOS DE LA RADIACIÓN SOBRE LA ETO A DIFERENTES TEMPERATURAS Y ALTITUDES PARA EL MÉTODO DE LA FAO

Temp. °C	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
W a una altitud de (m)																				
0	0.43	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.68	0.71	0.73	0.75	0.77	0.78	0.8	0.82	0.83	0.84	0.85
500	0.44	0.48	0.51	0.54	0.57	0.6	0.62	0.65	0.67	0.7	0.72	0.74	0.76	0.78	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86
1000	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.8	0.82	0.83	0.85	0.86	0.87
2000	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.89
3000	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89
4000	0.54	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.89	0.9	0.9

Ejemplo de cálculo:

Calcular la E_{to} diaria para un día del mes de Julio conociendo que se encuentra a 40° de latitud Norte, y que las temperaturas de ese día son:

Datos:

$t_{media} = 24.2 \text{ °C}$

$t_{max} \text{ diaria} = 29.8 \text{ °C}$.

$t_{min} \text{ diaria} = 18.3 \text{ °C}$ Altura = 1000 msnm

Velocidad del viento = 3 m/s

$n = 10.5$

Calculos:

N = 13.7 del cuadro 31

n/N = 0.7664

Valor de la Radiación extraterrestre para agosto y 40° latitud Norte del cuadro 30:

Ra = 36.7 MJ/(m²*d)

Para pasarlo a su equivalente en mm/d:

Ra = 36.7 * 0.408

Ra = 15.0 mm/d

Cálculo de Rs utilizando la ecuación 114:

Rs = Ra * (0.25 + 0.50 * n/N)

Rs = 15.0 mm/d * (0.25 + 0.50 * 10.5/14.7)

Rs = 9.11 mm/d

Utilizando la ecuación 74, 98 y 100 tenemos:

$e_{sat} = 0.611 * e^{((17.27 * T)/(T+237.3))}$

$\frac{(17.27 * T)/(T+237.3)}{e_{sat(max)}} = \frac{(17.27 * 24.2)/(24.2+237.3)}{e_{sat(max)}} = 1.598$
 $e_{sat(max)} = 0.611 * e^{1.598} = 3.02 \text{ kPa}$

$\frac{(17.27 * T)/(T+237.3)}{e_{sat(max)}} = \frac{(17.27 * 29.8)/(29.8+237.3)}{e_{sat(max)}} = 1.927$
 $e_{sat(max)} = 0.611 * e^{1.927} = 4.20 \text{ kPa}$

$HR_{med} = \frac{e_{sat(Tmed)} * 100}{e_{sat(max)}}$

$HR_{med} = \frac{3.02 * 100}{4.20}$

HR_{med} = 71.9047 %

$e_{act} = e_{sat} * (HR / 100)$

$e_{act} = 3.02 * (71.9047/100)$

$e_{act} = 2.17 \text{ kPa}$

Con n/N = 0.7664 HR(%) = 71.9047 y Vel_{viento} = 3.0 m/s; entramos en el cuadro 41 para encontrar los valores de a y b:

a = -1.75

b = 1.06

Coficiente W = 0.75 tomado del cuadro 53 con una altura de 1000 msnm y la temperatura media.

Calculando la evapotranspiración potencial por la ecuación 168:

Eto = a + b * W * Rs

Eto = -1.75 + 1.06 * 0.75 * 9.11 mm/d

Eto = 5.49 mm/d

MÉTODO DE IVANOV

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial utilizamos el método de Ivanov se utiliza la siguiente ecuación:

$$Eto = 0.0011 * (t + 25)^2 * (100 - HR) \quad (169)$$

Donde:

Eto = evapotranspiración potencial (mm/mes)

t = temperatura media mensual [°C]

HR = humedad relativa promedio del aire (%)

Utilizando los valores y resultados del ejemplo anterior perteneciente al método de la FAO tenemos:

$$t_{media} = 24.2 \text{ °C} \quad HR_{med} = 71.9047 \%$$

Calculando la evapotranspiración por medio de la ecuación 169 tenemos:

$$Eto \text{ (mm/mes)} = 0.0011 * (t + 25)^2 * (100 - HR)$$

$$Eto \text{ (mm/mes)} = 0.0011 * (24.2 + 25)^2 * (100 - 71.9047)$$

$$Eto = 74.81 \text{ (mm/mes)}$$

$$Eto = 74.81 \text{ (mm/mes)} / 31 \text{ días} \quad Eto = 2.41 \text{ (mm/d)}$$

MÉTODO DE STEPHENS-STEWART

Stephens-Stewart propusieron un método utilizando datos de radiación solar que es similar al método original de Jensen-Haise. La ecuación es como sigue:

$$Eto = 0.01476 * (t + 4.905) * (Rs / b) \quad (170)$$

Donde:

Eto = Evapotranspiración potencial promedio del mes (mm/d).

t = Temperatura promedio mensual, °C.

Rsmensual = Radiación solar mensual, cal/(cm²*mes).

b = Energía latente de vaporización de agua,

$$b = [59.59 - 0.055t_m] \text{ [cal/(cm}^2 \cdot \text{min)}] \quad (171)$$

Recordar que 1 cal/(cm²*min) = 1 mm/h = 0.017 mm/día = 697.3 W/m²

$$1.94 \text{ cal/(cm}^2 \cdot \text{min)} = 1.353 \text{ W/m}^2 = 428 \text{ Btu/pies}^2 \cdot \text{h} = 4.871 \text{ kJ/(m}^2 \cdot \text{h)}$$

MÉTODO DE JAVIER GARCÍA

Este método utiliza la información de temperatura media y la humedad relativa para estimar la evapotranspiración potencial. La ecuación es la siguiente:

$$Eto = [1.21 * 10^{(7.45 * t_{med}) / (234.7 + t_{med})}] * (1 - 0.01 * HR) + (0.21 * t_{med}) - 2.30 \quad (172)$$

Donde:

Eto = Evapotranspiración potencial en mm/d

HR = humedad relativa promedio diurna menos 7. (HR = HR-7)(%)

t_{med} = temperatura media en °C.

Ejemplo:

Utilizando los valores y resultados del ejemplo anterior perteneciente al método de la FAO tenemos:

$$t_{\text{media}} = 24.2 \text{ °C} \quad \text{HR}_{\text{med}} = 71.9047 \%$$

Sustituyendo los valores tenemos:

$$E_{\text{to}} = [1.21 * 10^{(7.45 * 24.2) / (234.7 + 24.2)} * (1 - 0.01 * 71.9047) + (0.21 * 24.2) - 2.3$$

$$E_{\text{to}} = [1.21 * 10^{(0.69)} * (0.2809) + (5.082) - 2.3 \quad E_{\text{to}} = 1.6647 + 5.082 - 2.3$$

$$E_{\text{to}} = 4.45 \text{ mm/d}$$

MÉTODO DE CHRISTIANSEN

En el método de Christiansen se utilizan las fórmulas siguientes:

$$E_{\text{to}} = 0.324 * R_a * C_{\text{TT}} * C_{\text{u2T}} * C_{\text{HT}} * C_{\text{ST}} * C_{\text{E}} \quad (173)$$

Donde:

$$C_{\text{TT}} = 0.463 + 0.425 * (T_m / T_o) + 0.112 * (T_m / T_o)^2 \quad (174)$$

$$C_{\text{u2T}} = 0.672 + 0.406 * (u_2 / u_o) - 0.078 * (u_2 / u_o)^2 \quad (175)$$

$$C_{\text{HT}} = 1.035 + 0.240 * (H_m / H_o)^2 - 0.275 * (H_m / H_o)^3 \quad (176)$$

$$C_{\text{ST}} = 0.340 + 0.856 * (S / S_o) - 0.916 * (S / S_o)^2 \quad (177)$$

$$C_{\text{E}} = 0.970 + 0.030 * (E / E_o) \quad (178)$$

Donde:

E_{to} = Evapotranspiración potencial del cultivo de referencia en (mm/día)

R_a = Radiación extraterrestre (mm/día) *(cuadro 28)*

CTT = Coeficiente que depende de la temperatura

T_m = Temperatura media en °C

T_o = 20 °C

CWT = Coeficiente que depende de la velocidad del viento

u = velocidad del viento en km/h

u_2 = Velocidad del viento. en km/h. media a 2.0 m sobre el suelo. Si u es medida a 2.0 m de altura sobre el suelo entonces $u = u^2$. Se pueden utilizar las ecuaciones 182. 184 y 184. el cuadro 54 o la figura 136 en caso de que u no se medida a 2.0 m de altura sobre el suelo

$u_o = 6.7$ km/hora.

C_{HT} = Coeficiente función de la humedad relativa media.

H_m = Humedad relativa media en decimales (ecuaciones 74. 98 y 100)

$H_o = 0.60$

C_{ST} = Coeficiente de insolación.

N = Horas máximas promedio diario de insolación mensual en el tópe de la atmósfera tomado de los cuadros 31 y 32

S = Porcentaje medio de horas de sol (decimales) n/N

$S_o = n/N = (0.80)$

C_E = Coeficiente de elevación.

E = Altitud de metros.

$E_o = 305$ metros.

Los datos de entrada son los siguientes:

- Valores de temperaturas. $t.^{\circ}C$.
- Valores de velocidad del viento. km/h. a 2.20 m. sobre el suelo.
- Valores de humedad relativamedia.
- Cuadro del número de horas de sol al mes y. a partir de ella. tabla de valores de $n.o$ en su defecto de los valores de la nubosidad en octas o en décimas.
- Cota en metros.
- Cuadro de valores de la radiación extraterrestre R_a (mm/día).
- Cuadro de valores de N . duración máxima diaria media de las horas de fuerte insolación a diferentes meses y latitudes.
- Valores de estimación de los valores de n/N a partir de la nubosidad en octas o endécimas.

Ejemplo:

Calcular la evapotranspiración por el método de christiansen con la siguiente información:

Mes: Julio

Latitud= 10° N tmedia = 24.2 °C

HR_{med} = 71.9047 % = 0.7190 en decimales

u = 4.2 km/hr medido a 2.0 m de altura desde el suelo

n = 8.7 horas

E = altitud = 1400 msnm

Ra = 15.3 mm/d (del cuadro 28)

N = 12.5 hr (de los cuadros 31 y 32)

n/N = 0.6960

Utilizando la ecuación 174 tenemos:

$$C_{TT} = 0.463 + 0.425 * (Tc/To) + 0.112 * (Tc/To)^2$$

$$C_{TT} = 0.463 + 0.425 * (24.2/20) + 0.112 * (24.2/20)^2$$

$$C_{TT} = 0.463 + 0.425 * 1.21 + 0.112 * 1.4641$$

$$C_{TT} = 1.1412$$

Utilizando la ecuación 175 tenemos:

$$C_{u2T} = 0.672 + 0.406 * (u_2/u_0) - 0.078 * (u_2/u_0)^2$$

$$C_{u2T} = 0.672 + 0.406 * (4.2/6.7) - 0.078 * (4.2/6.7)^2$$

$$C_{u2T} = 0.672 + 0.406 * 0.6269 - 0.078 * 0.3930$$

$$C_{u2T} = 0.8959$$

Utilizando la ecuación 176 tenemos:

$$C_{HT} = 1.035 + 0.24 * (Hm/Ho)^2 - 0.275 * (Hm/Ho)^3$$

$$C_{HT} = 1.035 + 0.24 * (0.719/0.60)^2 - 0.275 * (0.719/0.60)^3$$

$$C_{HT} = 1.035 + 0.24 * (1.1983)^2 - 0.275 * (1.1983)^3$$

$$C_{HT} = 1.035 + 0.24 * 1.4360 - 0.275 * 1.7207$$

$$C_{HT} = 0.9064$$

Utilizando la ecuación 177 tenemos:

$$CST = 0.34 + 0.856 * (S/S_0) - 0.916 * (S/S_0)^2$$

$$CST = 0.34 + 0.856 * (0.696/0.8) - 0.916 * (0.696/0.8)^2$$

$$CST = 0.34 + 0.856 * 0.87 - 0.916 * 0.7569$$

$$CST = 0.3914$$

Utilizando la ecuación 178 tenemos:

$$C_E = 0.970 + 0.030 * (E/E_0)$$

$$C_E = 0.970 + 0.030 * (1400/305)$$

$$C_E = 0.970 + 0.030 * 4.5902$$

$$C_E = 1.1077$$

Por último calculando la Eto mediante la ecuación 173 tenemos:

$$Eto = 0.324 * Ra * CTT * Cu2T * CHT * CST * CE$$

$$Eto = 0.324 * 15.3 * 1.1412 * 0.8959 * 0.9064 * 0.3914 * 1.1077$$

$$Eto = 1.99 \text{ mm/d}$$

METODO DE LINACRE

La ecuación de Linacre utiliza la elevación respecto al nivel del mar, la temperatura media y del punto de rocío

$$E_{to} = \frac{700 * T_m * (100 - l) + 15 * (T_a - T_d)}{(80 - T_a)} \quad (179)$$

Donde:

$$T_m = T_a + 0.006 * z \quad (180)$$

Donde:

z = elevación (m)

T_a = temperatura media (°C) **l** = latitud (grados)

T_d = Temperatura media de punto de rocío (°C)

MÉTODO DE PENMAN MODIFICADO POR LA FAO (DOORENBOS Y PRUITT)

La ecuación de Penman, modificada por la FAO, estima el uso consuntivo del cultivo de referencia (pasto o gama), y predice la E_{to}, no solamente en las regiones frías y húmedas, sino también, en las zonas calientes y áridas.

En dichas zonas áridas, el factor aero-dinámico o advectivo, (la humedad y el viento) predomina sobre el término energético (la radiación). El método de Penman distingue entre la influencia del viento durante las horas del día, (U día) y la del viento durante las horas de la noche, (U noche); toma en consideración a la humedad relativa y a la radiación solar. Por lo tanto el método de Penman (modificado por la FAO) incluye un factor de ajuste, (c) basado en la humedad relativa máxima, la radiación solar, y la relación entre la velocidad del viento durante las horas del día y de la noche, (Cuadro 57) En dicha cuadro se consideran como "horas de día" las comprendidas entre las 7 y las 19 horas.

$$E_{to} = c * [(W * R_n + (1 - W) * (f(u) * (e_{sat} - e_{act}))] \quad (185)$$

Donde:

E_{to} = Evapotranspiración (mm/día) del cultivo de referencia

c = Factor de ajuste para Penman (cuadro 57)

W = Factor de ponderación para Penman (cuadro 55)

R_n = radiación neta total (mm/día) por medición directo o ecuación 111

f(u) = función del viento (ecuaciones 182,183 y 184; figura 136 y cuadro 54)

e_{sat} = presión del vapor de agua (mbar) (ecuaciones 74 y 79, cuadros 9 y 48)

e_{act} = presión del vapor de agua ambiente (mbar) (ecuaciones 79, 80, 82, 83, 84, 85 y 86)

- **Punto 1:** ea- ed

$e_{act} = (e_{sat} * HR \%) / 100$ ya explicado anteriormente

- **Punto 2:** f (u)

La velocidad del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tienen valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con altura. Por esta razón los anemómetros se colocan en una altura estandar elegida, 10 m en meteorología y 2 o 3 m en agrometeorología. Para el cálculo de la evapotranspiración, se requiere la velocidad del viento medida a 2 m sobre la superficie.

$$f (u) = 0.27 * u_2 / 100 \quad (182)$$

u₂ = velocidad del viento medido a 2 m de

altura del suelo (km/día)

Si u_2 es medido a una altura diferente a dos metros entonces

$$u_2 = f(z) \cdot u \quad (183)$$

Donde:

u = velocidad del viento (km/d)

f(z) = factor de corrección (Cuadro 54)

CUADRO 54. FACTOR DE CORRECCIÓN PARA LA ALTURA DE MEDICIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Altura de medición (m)	Factor de corrección F(z)
0.5	1.35
1	1.15
1.5	1.06
2	1
3	0.93
4	0.88
5	0.85
6	0.83
10	0.77

Además, para ajustar los datos de velocidad del viento obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura estándar de 2 m, también se puede usar una relación logarítmica:

$$u_2 = u \cdot \frac{4.87}{\ln(67.8 \cdot z - 5.42)} \quad (184)$$

Donde:

u_2 = velocidad del viento a 2 m sobre la superficie (m/s)

u_z = velocidad del viento medida a z m sobre la superficie (m/s)

z = altura de medición sobre la superficie (m)

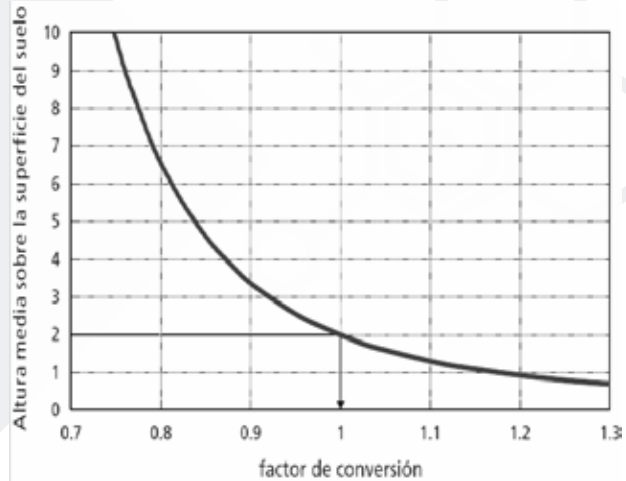


FIGURA 136. FACTOR DE CONVERSIÓN PARA CONVERTIR LA VELOCIDAD DEL VIENTO MEDIDA EN CIERTA ALTURA SOBRE EL NIVEL DEL SUELO A LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN LA ALTURA ESTÁNDAR (2M)

El factor de ponderación W para Penman es función de la altitud y la temperatura (Cuadro 55)

• **Punto 3:** R_n

La radiación neta total es posible calcularla por medio de la diferencia entre la radiación solar neta de onda corta (R_{ns}) y la de onda larga (R_{nl}).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (111)$$

(Observar estimación de la radiación neta)

R_n = Radiación neta (mm/día)

R_{ns} = Radiación neta por onda corta (mm/día)

R_{nl} = radiación neta por onda larga (mm/día)

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (112)$$

α = coeficiente de reflexión, albedo del R_s = Radiación de onda corta procedimientos en base a radiación) cultivo. (mm/día)
(observar procedimientos en base a radiación)

$$R_s = (0.25 + 0.50 * n / N) * R_a \quad (114)$$

$$R_{nl} = f(t) * f(e_{act}) * f(n/N) \text{ (mm/día)} \quad (115)$$

$f(t)$ = función de la (cuadro 56 y ecuación 116)

$f(e_{act})$ = función de la tensión de vapor del aire (cuadro 56 y ecuación 118)

$f(n/N)$ = función de la fracción de insolación (cuadro 56 y ecuación 117)

CUADRO 55. FACTOR DE PONDERACIÓN W PARA PENMAN

Temp (°C)	Altitud (metros sobre el nivel del mar)					
	0	500	1000	2000	3000	4000
2	0.43	0.44	0.46	0.49	0.52	0.54
4	0.46	0.48	0.49	0.52	0.55	0.58
6	0.49	0.51	0.52	0.55	0.58	0.61
8	0.52	0.54	0.55	0.58	0.61	0.64
10	0.55	0.57	0.58	0.61	0.64	0.66
12	0.58	0.6	0.61	0.64	0.66	0.69
14	0.61	0.62	0.64	0.66	0.69	0.71
16	0.64	0.65	0.66	0.69	0.71	0.73
18	0.66	0.67	0.69	0.71	0.73	0.75
20	0.68	0.7	0.71	0.73	0.75	0.77
22	0.71	0.72	0.73	0.75	0.77	0.79
24	0.73	0.74	0.75	0.77	0.79	0.81
26	0.75	0.76	0.77	0.79	0.81	0.82
28	0.77	0.78	0.79	0.81	0.82	0.84
30	0.78	0.79	0.8	0.82	0.84	0.85
32	0.8	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86
34	0.82	0.82	0.83	0.85	0.86	0.87
36	0.83	0.84	0.85	0.86	0.87	0.89
38	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.9
40	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.9

CUADRO 56. FACTORES DE CORRECCIÓN PARA LA RADIACIÓN NETA DE ONDA LARGA (RNL)

Temperatura		Humedad		Insolacion	
Temp (°C)	f(t)	(eact) (mbar)	f(eact)	(n/N)	f(n/N)
				0	0,1
0	11			0.05	0.15
2	11.4			0.1	0.19
4	11.7			0.15	0.24
6	12	6	0.23	0.2	0.28
8	12.4	8	0.22	0.25	0.33
10	12.7	10	0.2	0.3	0.37
12	13.1	12	0.19	0.35	0.42
14	13.5	14	0.18	0.4	0.46
16	13.8	16	0.16	0.45	0.51
18	14.2	18	0.15	0.5	0.55
20	14.6	20	0.14	0.55	0.6
22	15	22	0.13	0.6	0.64
24	15.4	24	0.12	0.65	0.69
26	15.9	26	0.12	0.7	0.73
28	16.3	28	0.11	0.75	0.78
30	16.7	30	0.1	0.8	0.82
32	17.2	32	0.09	0.85	0.87
34	17.7	34	0.08	0.9	0.91
36	18.1	36	0.08	0.95	0.96
		38	0.07	1	1
		40	0.06		

• **Punto 4: C**

Se necesita conocer la velocidad del viento tanto de noche como de día (se considera el día entre las 7:00 am y las 7:00 pm y la noche durante las horas restantes) la radiación solar y la humedad relativa Cuadro 57).

Donde:

(U) de día = velocidad del viento media diurna

(U) de noche = velocidad del viento media nocturna

Ejemplo del método de Penman y Doorenbos y Pruitt utilizando los siguientes datos:

Datos

albedo = $\alpha = 0.10$ (caña de azúcar)(Cuadro26)

$t_{media} = 24.2^{\circ}C$

t_{max} diaria = $29.8^{\circ}C$.

t_{min} diaria = $18.3^{\circ}C$

$n = 8.7$ horas

Mes = Julio

Latitud = $10^{\circ} N$

$R_a = 15.3$ mm/d (tabla 28)

$N = 12.5$ hr (cuadro31)

$n/N = 0.6960$

altura = 1000 msnm

$u = 4.20$ km/hr velocidad del día medido a 2.0 m de altura desde el suelo

$u = 1.7$ km/hr velocidad de la noche medido a 2.0 m de altura desde el suelo

Utilizando la ecuación 74. 85. 98 y 100 para t_{med} tenemos:

$e_{sat} = 0.611 * e^{((17.27 * T)/(T+237.3))}$ (redondeando el factor)

$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 24.2)/(24.2+237.3) = 1.598$

$e_{sat(t_{med})} = 0.611 * e^{1.598}$

$e_{sat(t_{med})} = 3.02$ kPa (cuadro 48: 30,19 hpa = 3,02 kPa)

$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 29.8)/(29.8+237.3) = 1.927$

$$e_{sat(max)} = 0.611 * e^{1.927}$$

$e_{sat(max)} = 4.20$ kPa; Se toma $e_{sat(max)} = e_{act}$; para calcular la HR_{med}

$$HR_{med} = e_{sat(t_{med})} * 100$$

$$e_{sat(t_{max})}$$

$$HR_{med} = \frac{e_{sat(t_{med})} * 100}{e_{sat(t_{max})}}$$

$$HR_{med} = \frac{3.02 * 100}{4.20}$$

$$HR_{med} = 71.9047 \%$$

Se corrige e_{act} por medio de la HR_{med} calculada:

$$e_{act} = e_{sat} * (HR/100) \quad (ecuación 85)$$

$$e_{act} = 3.02 * (71.9047/100)$$

$$e_{act} = 2.17$$
 kPa

1: $e_{sat} - e_{act} = 4.20 - 2.17 = 2.03$ kPa

2: $f("u^2" \text{ o de "u"}) = 0.27 * 4.2/100 = 0.0113$ (182)

3: $1 - W = 1 - 0.75 = 0.25$ (cuadro 55)

4: $R_n = R_{ns} - R_{nl}$ (111)

4.1 $R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s$ (112)

$R_s = (0.25 + 0.50 * n / N) * R_a$ (114)

$R_s = (0.25 + 0.50 * 0.696) * 15.3$

$R_s = 9.1494$ mm/d $R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s$

$R_{ns} = (1 - 0.1) * 9.1494$

$R_{ns} = 8.2345$ mm/d

$$4.2 \quad RnI = f(t) * f(e_{act}) * f(n/N) \quad (115)$$

$$4.2.1. \quad f(t) = 15.4 \quad (\text{cuadro 56})$$

$$4.2.2. \quad f(e_{act}) = 0.34 - 0.044 * (e_{act})^{0.5}$$

$$f(e_{act}) = 0.34 - 0.044 * (2.17)^{0.5}$$

$$f(e_{act}) = 0.2751$$

$$4.2.3. \quad f(n/N) = 0.5 + 0.5 * n/N \quad (117)$$

$$f(n/N) = 0.5 + 0.5 * 0.6960$$

$$f(n/N) = 0.848$$

$$RnI = f(t) * f(e_{act}) * f(n/N) \quad (115)$$

$$RnI = 15.4 * 0.2751 * 0.848$$

$$RnI = 3.5926$$

$$Rn = Rns - RnI \quad (111)$$

$$Rn = 8.2345 - 3.5926$$

$$Rn = 4.64$$

$$5: \quad c=0.99 \text{ (cuadro 57) para } u=3 \text{ m/s. } R_s = 9.0 \text{ mm/d}$$

$$HrMax = 60\% \text{ y realcion de } u \text{ día/u noche} = 2/1$$

Calculando la Eto tenemos:

$$Eto = c * [W * Rn + (1 - W) * (f(u) * (e_{sat} - e_{act}))] \quad (181)$$

$$Eto = 0.99 * [0.75 * 4.64 + (0.25 * 0.0113 * 2.03)]$$

$$Eto = 3.45 \text{ mm/d}$$

MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH DE LA FAO

La ecuación FAO Penman-Monteith fue derivada a partir de la ecuación original de Penman-Monteith y de las ecuaciones de resistencia aerodinámica y del cultivo:

$$ETo = \frac{0.408 * \Delta * (Rn - G) + \frac{Y * 900 * u^2 * (e_{sat} - e_{act})}{T + 273}}{\Delta + Y * (1 + 0.34 * u^2)} \quad (186)$$

Donde:

ETo = evapotranspiración de referencia (mm/d)

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C) (ecuaciones 76 y 77)

Y = constante psicrométrica (kPa/°C) (ecuación 104)

Rn = radiación neta en la superficie del cultivo [MJ/(m²*d)] (ecuaciones 111. 114. 112 y 115)

Ra = radiación extraterrestre (mm/d) (cuadro 28 y 29)

G = flujo del calor de suelo [MJ/(m²*d)] (ecuaciones 187 y 188)

T = temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

u2 = velocidad del viento a 2 m de altura (m/s) (ecuaciones 182.183 y 184; figura 136 y cuadro 54)

e_{sat} = presión de vapor de saturación (kPa) (ecuaciones 74 y 79. cuadros 9 y 48)

e_{act} = presión real o actual de vapor (kPa) (ecuaciones 79. 80. 82. 83. 84. 85 y 86)

(e_{sat} - e_{act}) déficit de presión de vapor (kPa)

Esta ecuación determina la evapotranspiración de la superficie hipotética de referencia y proporciona un valor estandar con el cual se puede comparar la evapotranspiración en diversos periodos del año o en otras regiones así como también puede relacionarse con la evapotranspiración de otros cultivos.

FLUJO DEL CALOR DEL SUELO (G)

Como la variación de la temperatura del suelo se retrasa con relación a los cambios de la temperatura del aire, la temperatura media por un periodo mas largo al estudiado debe ser considerado para determinar el flujo diario del calor del suelo, es decir, Δt debe exceder un día. La profundidad de la penetración de la onda de la temperatura es determinada por la duración del intervalo del tiempo. La profundidad efectiva del suelo, Δz es solamente de 0.10 a 0.20 m para un intervalo del tiempo de uno o pocos días pero puede ser de 2 m o mas por periodos mensuales. La capacidad calorífica del suelo se relaciona con su contenido mineral y su contenido de agua.

CUADRO 57. FACTOR DE AJUSTE "C" PARAPENMAN

Velocidad del viento (m/s)	Relacion (Udia) (Unoche)	Radiacion Solar			
		3	6	9	12
Humedad relativa maxima = 30%					
0	sin viento	0.86	0.9	1	1
3 m/s (11km/h)	1/1	0.64	0.71	0.82	0.89
	2/1	0.69	0.76	0.85	0.92
	3/1	0.75	0.81	0.88	0.94
	4/1	0.79	0.84	0.92	0.97
6 m/s (21Kmh)	1/1	0.43	0.53	0.68	0.79
	2/1	0.53	0.61	0.74	0.84
	3/1	0.61	0.68	0.81	0.88
	4/1	0.68	0.77	0.87	0.93
9 m/s (32Km/h)	1/1	0.27	0.41	0.59	0.7
	2/1	0.37	0.48	0.65	0.76
	3/1	0.46	0.56	0.72	0.82
	4/1	0.55	0.65	0.78	0.9
Humedad relativa maxima = 60%					
0 m/s	sin viento	0.96	0.98	1.05	1.05
3 m/s (11km/h)	1/1	0.78	0.86	0.94	0.99
	2/1	0.83	0.91	0.99	1.05
	3/1	0.87	0.96	1.06	1.12
	4/1	0.92	1	1.11	1.19

CONTINUACIÓN DEL CUADRO 57

6 m/s (21Kmh)	1/1	0.62	0.7	0.84	0.93
	2/1	0.7	0.8	0.94	1.02
	3/1	0.77	0.88	1.02	1.1
	4/1	0.85	0.96	1.11	1.19
9 m/s (32Km/h)	1/1	0.5	0.6	0.75	0.87
	2/1	0.59	0.7	0.84	0.95
	3/1	0.67	0.79	0.88	1.05
	4/1	0.76	0.88	1.02	1.14
Humedad relativa Maxima=90%					
0 m/s	sin viento	1.02	1.06	1.1	1.1
3 m/s (11km/h)	1/1	0.85	0.92	1.01	1.05
	2/1	0.89	0.98	1.1	1.14
	3/1	0.94	1.04	1.18	1.28
	4/1	0.99	1.1	1.27	1.32
6 m/s (21Kmh)	1/1	0.72	0.82	0.95	1
	2/1	0.79	0.92	1.05	1.12
	3/1	0.86	1.01	1.15	1.22
	4/1	0.94	1.1	1.26	1.33
9 m/s (32Km/h)	1/1	0.62	0.72	0.87	0.96
	2/1	0.71	0.81	0.96	1.06
	3/1	0.78	0.92	1.06	1.18
	4/1	0.88	1.01	1.16	1.27

1- Para periodos diarios y decadiarios:

Como la magnitud del flujo de calor bajo la superficie de referencia es relativamente pequeña, ésta puede ser ignorada y entonces:

$$G_{\text{día}} = 0$$

2- Para periodos mensuales:

Si se asume una capacidad calorífica constante del suelo de 2.1 [MJ/(m³*°C)] y una profundidad media de suelo. La siguiente ecuación se puede utilizar para derivar G para periodos mensuales en un valor del promedio diario por día:

$$G_{\text{mes},i} = 0.07 * (T_{\text{mes},i+1} - T_{\text{mes},i-1}) \quad (187)$$

o, si no se conoce el valor de $T_{mes, i+1}$

$$G_{mes,i} = 0.147 * (T_{mes,i} - T_{mes,i-1}) \quad (188)$$

Para los cálculos horarios (o más cortos), G bajo una cubierta densa de pasto no correlaciona bien con la temperatura del aire. El valor horario de G se puede aproximar durante periodos de luz por:

$$G_{hr} = 0.1 * R_n \quad (189)$$

y durante los periodos nocturnos:

$$G_{hr} = 0.5 * R_n \quad (190)$$

Donde:

G = flujo de calor del suelo MJ/(m²*d)

T_{mes,i} = temperatura media del aire en el mes i [°C]

T_{mes,i-1} = temperatura media del aire en el mes i-1 [°C]

T_{mes,i+1} = temperatura media del aire en el mes i+1 [°C]

Ejemplo:

Determine el flujo de calor del suelo en Abril cuando el suelo se calienta. Las temperaturas medias mensuales de marzo, abril y mayo son 14,1; 16,1; y 18,8°C respectivamente.

Para el mes de abril:

$$G_{mes} = 0.07 (18.8 - 14.1)^\circ C \quad (187)$$

$$G_{mes} = 0.33 MJ/(m^2*d)$$

Expresándolo como:

evaporación equivalente $G_{mes} = 0.408 * (0.33) MJ/(m^2*d)$ evaporación equivalente $G_{mes} = 0.13 mm/d$

El flujo de calor del suelo G_{mes} promedio diario mensual para el mes de abril es de 0.33 MJ/(m²*d).

Ejemplo de calculo de la Eto por medio del método de Penman-Montieth de la FAO tenemos:

Datos:

albedo = $\alpha = 0.10$ (cañadeazúcar) (Cuadro26)

$$t_{media} = 24.2^\circ C$$

$$t_{max} \text{ diaria} = 29.8^\circ C.$$

$$t_{min} \text{ diaria} = 18.3^\circ C$$

$$t_{media} \text{ mes anterior} = 22.1^\circ C$$

$$n = 8.7 \text{ horas}$$

Mes = Julio

$$\text{Latitud} = 10^\circ N \text{ Ra} = 15.3 \text{ mm/d}$$

$$N = 12.5 \text{ hr}$$

$$n/N = 0.6960$$

$$\text{altura} = 1000 \text{ msnm}$$

$$u = u_2 = 4.20 \text{ km/hr velocidad del día medido a 2.0 m de altura desde el suelo}$$

$$u = 1.7 \text{ km/hr velocidad de la noche medido a 2.0 m de altura desde el suelo}$$

Cálculo de la presión atmosférica con la ecuación 102 tenemos:

$$P = \left(\frac{101.3 * 293 - 0.0065 * z}{293} \right)^{5.26}$$

$$P = \left(\frac{101.3 * 293 - 0.0065 * 1,000}{293} \right)^{5.26}$$

$$P = 101.3 * 0.889 \text{ kPa}$$

$P = 90.0246 \text{ kPa}$ vamos a suponer que es la presión atmosférica correcta y no realizamos correcciones (ecuaciones 105, 106 y 107)

Cálculo de la constante psicrométrica con la ecuación 104 y la presión calculada tenemos:

$$\gamma = 0.665 * 10^{-3} * P$$

$$\gamma = 0.665 * 10^{-3} * 90.0246$$

$$\gamma = 0.0599 \text{ (kPa/}^\circ\text{C)}$$

Calculando la pendiente de la curva de presión de saturación con la ecuación 77 tenemos y con la:

$$\Delta = \frac{2504 * e^{(17.27 * T)/(T+237.3)}}{(T + 237.3)^2}$$

$$\Delta = \frac{2504 * e^{(17.27 * 24.2)/(24.2+237.3)}}{(24.2 + 237.3)^2}$$

$$\Delta = \frac{2504 * e^{(1.5982)}}{68382.25}$$

$$\Delta = 0.181$$

Calculando "G" o flujo de calor del suelo MJ/(m²*d) mediante la ecuación 187 tenemos:

$$G_{\text{mes},i} = 0.147 * (T_{\text{mes},i} - T_{\text{mes},i-1})$$

$$G_{\text{mes},i} = 0.147 * (24.2 - 22.1)$$

$$G_{\text{mes},i} = 0.3087$$

Utilizando la ecuación 74. 85. 98 y 100 tenemos:

$$e_{\text{sat}} = 0.611 * e^{((17.27 * T)/(T+237.3))} \text{ (redondeando el factor)}$$

$$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 24.2)/(24.2+237.3) = 1.598$$

$$e_{\text{sat}(\text{med})} = 0.611 * e^{1.598}$$

$$e_{\text{sat}(\text{med})} = 3.02 \text{ kPa}$$

$$(17.27 * T)/(T+237.3) = (17.27 * 29.8)/(29.8+237.3) = 1.927$$

$$e_{\text{sat}(\text{max})} = 0.611 * e^{1.927}$$

$$e_{\text{sat}(\text{max})} = 4.20 \text{ kPa}$$

Se toma $e_{\text{sat}(\text{med})} = e_{\text{act}}$ para calcular la HR_{med}

$$HR_{\text{med}} = \frac{e_{\text{sat}(\text{med})} * 100}{e_{\text{sat}(\text{max})}} \quad (98)$$

$$HR_{\text{med}} = \frac{3.02 * 100}{4.20}$$

$$HR_{\text{med}} = 71.9047 \%$$

Se corrige e_{act} por medio de la HR_{med} calculada:

$$e_{\text{act}} = e_{\text{sat}} * (HR/100) \quad (85)$$

$$e_{\text{act}} = 3.02 * (71.9047/100)$$

$$e_{act} = 2.17 \text{ kPa}$$

$$e_{sat} - e_{act} = 4.20 - 2.17 = 2.03 \text{ kPa}$$

$$e_{sat} - e_{act} = 2.03 \text{ kPa}$$

$$u = u_2 \text{ (km/hr)} = 4.20 \text{ km/hr}$$

$$u = u_2 \text{ (m/s)} = 4.20 \text{ km/hr} / 3.6$$

$$u = u_2 \text{ (m/s)} = 1.1667$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{ecuación 111})$$

$$4.1 \ R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s \quad (\text{ecuación 112})$$

$$R_s = (0.25 + 0.50 * n / N) * R_a \quad (\text{ecuación 114})$$

$$R_s = (0.25 + 0.50 * 0.696) * 15.3$$

$$R_s = 9.1494 \text{ mm/d} \quad R_{ns} = (1 - \alpha) * R_s$$

$$R_{ns} = (1 - 0.1) * 9.1494$$

$$R_{ns} = 8.2345 \text{ mm/d}$$

$$4.2 \ R_{nl} = f(t) * f(e_{act}) * f(n/N) \quad (\text{ecuación 115})$$

$$4.2.1. \ f(t) = 15.4 \quad (\text{cuadro 56})$$

$$4.2.2. \ f(e_{act}) = 0.34 - 0.044 * (e_{act})^{0.5}$$

$$f(e_{act}) = 0.34 - 0.044 * (2.17)^{0.5}$$

$$f(e_{act}) = 0.2751$$

$$4.2.3. \ f(n/N) = 0.5 + 0.5 * n/N$$

$$f(n/N) = 0.5 + 0.5 * 0.6960$$

$$f(n/N) = 0.848$$

$$R_{nl} = f(t) * f(e_{act}) * f(n/N)$$

$$R_{nl} = 15.4 * 0.2751 * 0.848$$

$$R_{nl} = 3.5926$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

$$R_n = 8.2345 - 3.5926$$

$$R_n = 4.64$$

Calculando la evapotranspiración potencial con la ecuación 186 tenemos:

$$ET_o = \frac{0.408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * 900 * u_2 * (e_{sat} - e_{act})}{T + 273}$$

$$\Delta + \gamma * (1 + 0.34 * u_2)$$

$$ET_o = \frac{0.408 * 0.181 * (4.64 - 0.3087) + 0.0599 * 900 * 1.1667 * (2.03)}{(24.2 + 273)}$$

$$0.181 + 0.0599 * (1 + 0.34 * 1.1667)$$

$$ET_o = \frac{0.3199 + 0.4296}{0.2647}$$

$$ET_o = 2.83 \text{ mm/d}$$

Para este caso el método de Penman-Monteith da menor en 0.62 mm/d que el método de Penman - Doorenbos y Pruitt.

INFILTRACIÓN

DEFINICIONES

Del total de agua precipitada sobre la superficie del suelo, una parte queda detenida (almacenamiento superficial temporal), otra se da en escorrentía superficial, y finalmente, otra parte penetra hacia el interior. De esta última fracción se dice que se ha infiltrado. Como tal, se define la infiltración como el proceso por el cual el agua penetra en el suelo, a través de la superficie del suelo, y queda retenida por él, o alcanza un nivel de un acuífero, incrementando el volumen anteriormente acumulado.

Superada la capacidad de campo del suelo, el agua desciende por la acción conjunta de las fuerzas capilares y de la gravedad. Algunos autores subdividen los conceptos, distinguiendo entre infiltración propiamente dicha, como el paso del agua de la superficie al interior del suelo; y percolación o filtración, correspondiente a la circulación del agua

en el interior del terreno, y que se halla en estrecha vinculación con la infiltración. Se denomina como capacidad de infiltración de un suelo, a la máxima cantidad de agua de lluvia o de riego que el mismo puede absorber en la unidad de tiempo y en condiciones previamente definidas. La relación entre la intensidad de la lluvia y la capacidad de infiltración es la que determina la cantidad de agua que penetra en el suelo y la que por escorrentía directa alimenta los cauces de las corrientes superficiales. La capacidad de un suelo determinado para absorber agua de lluvia aplicada al mismo en forma continuada y excesiva, decrece gradualmente a partir de un máximo al comienzo de la precipitación, hasta alcanzar un valor mínimo de infiltración, sensiblemente constante llamado velocidad de infiltración básica. La ley de variación y la duración de tal decrecimiento son funciones del perfil del suelo.

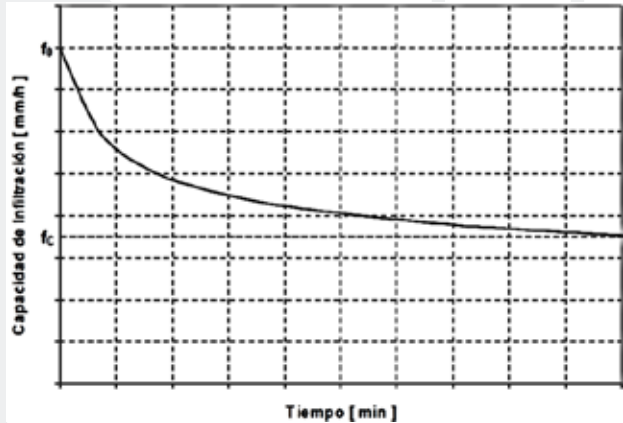


FIGURA 137. CAPACIDAD DE INFILTRACIÓN "F"

En el estudio de la capacidad de infiltración de un suelo se considera el flujo de agua en su condición no saturada (Figura 138) y esta es la diferencia fundamental con la medida de conductividad hidráulica, en la que se considera el flujo de agua en un suelo saturado.

Se relaciona la capacidad de infiltración con la duración de una lluvia de intensidad superior a la infiltración en cada momento (Figura 137), mediante la ecuación:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) * e^{-kt} \quad (191)$$

Donde:

f = capacidad de infiltración en el instante "t"

f_c = valor constante de la capacidad de infiltración que se alcanza al cabo de un cierto tiempo

f₀ = valor máximo de la capacidad de infiltración al comienzo de la lluvia o riego

k = constante positiva que depende del tipo de terreno

t = tiempo transcurrido desde el comienzo de la lluvia

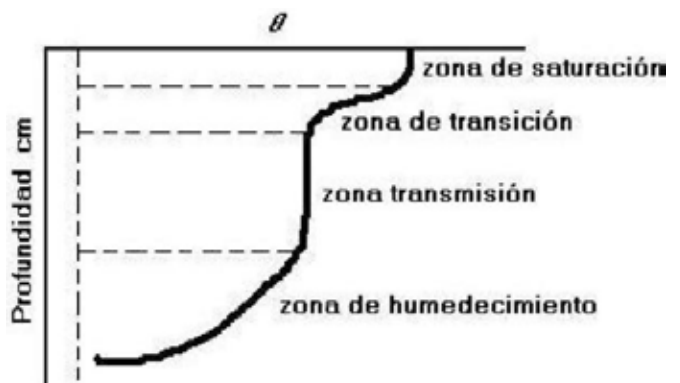


FIGURA 138. PERFIL DE HUMEDAD EN EL PROCESO DE INFILTRACIÓN

FACTORES QUE AFECTAN A LA INFILTRACIÓN

Los principales factores que afectan a la infiltración de agua en el suelo son:

- 1- Condicionessuperficial
- 2- Condiciones de suelo que depende de características internas del suelo (textura, estructura, espacio poroso, presencia de horizontes compactos, actividad de organismos, contenido de materia orgánica y mineralogía principalmente)
- 3- El contenido hídrico inicial y duración de la lluvia(o bienriego)
- 4- Características del fluido que entra (como ejemplo la temperatura delagua)

CONDICIONES DE SUPERFICIE

El mayor o menor grado de densidad que presente la superficie del terreno, tendrá notable incidencia en la forma en que se efectúe la penetración del agua, y por lo tanto, en la capacidad de infiltración del suelo.

En el caso de superficies desnudas, el suelo se halla expuesto al choque directo de las gotas de lluvia, lo que puede dar lugar a un sellamiento del mismo, con la consiguiente disminución de la infiltración. Los agregados de partículas son divididos por el agua, que arrastrará de este modo elementos más finos, con mayor posibilidad de penetrar hacia el interior y obturar los poros y grietas, impidiendo o retardando la infiltración.

Así, un suelo con excelente drenaje, puede tener una capacidad de infiltración baja, como consecuencia de este "sellado" de la superficie y capas superiores. En cambio, cuando el suelo está cubierto

por vegetación las plantas protegen del sellamiento superficial por impacto de la lluvia, retardándose además el recorrido superficial del agua, que está así más tiempo expuesta a su posible infiltración, mientras que por su parte, las raíces de los vegetales abren conductos en el suelo que facilitan la penetración del agua.

La especie cultivada incide también en la infiltración, en cuanto define una mayor o menor densidad de cobertura vegetal y sobre todo, lo hará también el tratamiento agrícola eventualmente aplicado.

La pendiente del terreno influye en el sentido de mantener durante más o menos tiempo una lámina de agua de cierto espesor sobre él. En áreas urbanizadas se reduce considerablemente la posibilidad de infiltración. En zonas con afloramientos rocosos, sin formación de suelo o siendo éste muy incipiente, la infiltración puede llegar a ser prácticamente nula. En los terrenos fracturados, la clase, orientación y tamaño de las fracturas, serán factores de primordial importancia.

CARACTERÍSTICAS DEL SUELO

La textura del suelo influye por sí y por su influencia en la estabilidad de la estructura, en forma tanto menor cuanto mayor sea la proporción de materiales limosos que contenga. Un suelo con gran cantidad de limos, está expuesto a la disgregación y arrastre de estos materiales por el agua, con el consiguiente llenado de poros más profundos.

La estructura define el tamaño de los poros. La existencia de poros grandes reduce la tensión capilar y así la retención del agua en el suelo, pero favorece directamente la entrada y transporte del agua.

El calor específico del terreno influirá en su posibilidad de almacenamiento de calor, afectando a la temperatura del fluido que se infiltra, y por lo tanto, a su viscosidad.

El aire que llena los poros libres del suelo, tiene que ser desalojado por el agua para ocupar su lugar, lo que reduce la intensidad de la infiltración, hasta que es desalojado totalmente. En ese momento habrá un incremento de esa intensidad, para finalmente seguir la curva característica indicada en la figura 139.

CARACTERÍSTICAS DEL FLUIDO QUE INFILTRA

En primer lugar, debe considerarse el espesor de la lámina de agua sobre el terreno, que favorece la infiltración. La turbidez del agua incide especialmente por los materiales finos en suspensión que contiene, los que penetran en el suelo y reducen por colmatación la permeabilidad, y por tanto, la intensidad de infiltración.

El contenido de sales, en ocasiones favorece la formación de agregados del suelo por floculación de las partículas y coloides del

suelo, aumentando en la intensidad de infiltración. En otros casos, puede ocurrir lo contrario, si se produce de floculación de los agregados del suelo.

La temperatura del agua afecta a su viscosidad, y en consecuencia, a la facilidad con que aquella discurrirá por el suelo. Debido a esta causa, diversas mediciones efectuadas, han permitido comprobar intensidades de infiltración menores en invierno que en verano, a igualdad de las demás condiciones.

IMPORTANCIA DEL CONOCIMIENTO DE LA INFILTRACIÓN

El conocimiento de la infiltración es importante para:

- 1- escoger y diseñar los sistemas de riego en la finca y que sean adecuados para el suelo.
- 2- cuantificación de la lámina de agua a aplicar así como de su frecuencia en la finca.
- 3- evaluar la lluvia efectiva infiltrada y el escurrimiento causado por la misma.
- 4- el tiempo de estancamiento de agua sobre la superficie del suelo.

MEDICIÓN DE LA INFILTRACIÓN

Existen dos maneras fundamentales de medir infiltración de agua en el suelo las cuales son infiltración acumulada de agua en el suelo y velocidad de infiltración.

INFILTRACIÓN ACUMULADA

La infiltración acumulada expresa la lámina total de agua infiltrada (mm) en función del tiempo, a medida que se desarrolla el proceso de infiltración. Permite calcular, a partir del valor de la lámina de riego o reposición, el tiempo necesario de infiltración para aplicar dicha lámina. Según la ecuación de Kostiakov está representada por:

$$I_{ac} = a * t^b \quad (192)$$

Donde:

I_{ac} = lámina de infiltración acumulada (cm)

t = tiempo acumulado (horas)

a y b = parámetros que dependen del suelo los cuales deben ser calculados.

VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN

Se define como la cantidad de agua que se infiltra en un suelo por unidad de tiempo bajo condiciones de campo. Es medida en cm o mm de lámina de agua por hora o por minuto. Esta velocidad de infiltración se puede estimar de dos maneras que son las siguientes:

- 1- Velocidad de infiltración instantánea que es la infiltración que se produce en el perfil del suelo en un momento determinado.
- 2- Velocidad de infiltración acumulada que se representa en términos de lámina de agua en función del tiempo. La velocidad de agua infiltrada disminuye conforme aumenta la cantidad infiltrada que ya ha entrado en el suelo en un tiempo acumulado.

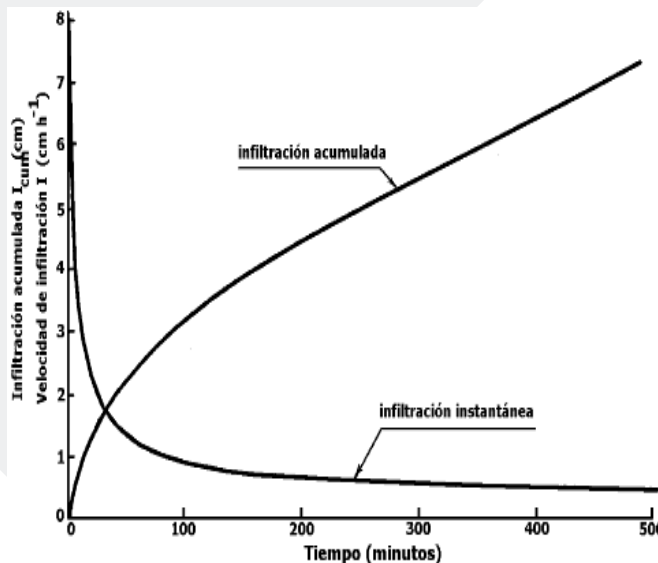


FIGURA 139. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA INFILTRACIÓN ACUMULADA Y LA INFILTRACIÓN INSTANTÁNEA.

De la velocidad de infiltración instantánea o por medio de la derivación de la ecuación de la infiltración acumulada se establece la tasa (promedio) de infiltración o infiltración básica (I_{bas}).

MÉTODOS DE MEDIDA DE INFILTRACIÓN ACUMULADA Y VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN

Para medir la velocidad de infiltración, existen varios métodos, entre ellos:

- Lagunas de infiltración
- Cilindros infiltrómetros
- Metodo del cilindro excavado en el suelo (método de Porchet)
- Método de Bouwer
- Surcos infiltrómetros
- Método de represa opoceta

Independiente de la utilidad práctica de cada uno de ellos, los infiltrómetros han sido más recurrentemente utilizados, ya que requieren de menos equipos y materiales, y son más fáciles de instalar y operar.

LAGUNAS DE INFILTRACIÓN

Esta técnica es una de las más apropiadas para estimar las tasas de infiltración principalmente en áreas de terrenos planos. El procedimiento consiste en construir una laguna de infiltración, la que se llena hasta una determinada altura con agua. Posteriormente se corta el suministro de agua y se anota, para diferentes tiempos, cuanto ha descendido el nivel, como una forma de estimar las tasas de descenso.

Para realizar estas pruebas se recomienda una superficie mínima de la laguna de 7m^2 (circulares o rectangulares), ya que mientras mayor sea el área de inundación existirá un menor error asociado al humedecimiento lateral.

Se debe asegurar, como en toda prueba de infiltración, que el suelo se encuentre en una situación inicial cercana a la de saturación, por esa razón se propone instalar una serie de tensiómetros dentro del área de prueba a distintas profundidades. Se puede considerar que el suelo se encuentra saturado cuando la medida de succión de agua en el suelo en cada uno de los tensiómetros se encuentre cercano a cero. Por lo expuesto anteriormente es necesario realizar llenados preliminares de la laguna de infiltración, para que el suelo alcance el estado de saturación.

En la Figura 140 se muestra una instalación de laguna de infiltración, la que consiste en una piscina cilíndrica de 3.0 m de diámetro, de aluminio, y consta de 6 tensiómetros instalados alrededor de un círculo concéntrico de 1.0 m de diámetro.

Se recomienda que las tasas de recarga anual a largo plazo para estos tipos de sistemas de tratamiento, se estimen en un rango entre un 10 - 15 % de las tasas obtenidas mediante esta metodología.

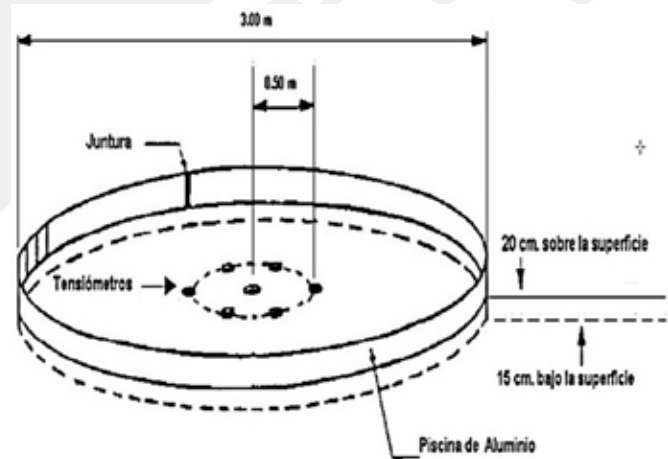


FIGURA 140. INSTALACIÓN ESQUEMÁTICA LAGUNA DE INFILTRACIÓN

CILINDROS INFILTRÓMETROS

Es de uso común el infiltrómetro, ya sea de cilindro simple (Figura 141) o de doble cilindro (Figura 142).

Con el método del cilindro simple, se utiliza un cilindro de algún material rígido, pero que sus paredes no sean de espesor considerable o que tengan algún tipo de afilado o biselada desde el borde interno del cilindro hacia afuera del mismo, para evitar perturbar en demasía la superficie del suelo.

Una parte del cilindro se entierra lo suficiente para evitar que el agua que se vierta en su interior alcance la superficie del terreno. La parte que queda por encima de la superficie debe de tener una altura adecuada para evitar que el agua del interior se derrame.

Por su parte, si se mantiene una lámina constante dentro del cilindro, entonces se debe de implementar un dispositivo de

medición de volúmenes de agua como el mostrado en la figura 143. Por otro lado, si se emplea la variación de una lámina inicial (volumen inicial conocido) en el tiempo, se debe de contar con un dispositivo adecuado para ello, como el mostrado en la figura 144.

Se recomienda que cuando se usa un solo cilindro generalmente, el diámetro del mismo debe ser mayor o igual a 0,15 m (6 pulg).

Un inconveniente del cilindro simple es la posibilidad de que el flujo lateral dentro del medio donde se lleva a cabo la prueba sea más importante que la componente vertical. Para evitar esta situación principalmente cuando el suelo tiene estructura laminar o se encuentra seco se utiliza el infiltrómetro de doble cilindro (Figuras 142 y 145), los cuales se colocan de manera concéntrica dos cilindros de diámetros diferentes donde se sugiere una relación de 1:1.2 siendo 1 para el cilindro interior y 1.2 para el cilindro exterior en proporción.

El agua se vierte primero en el anillo que se forma entre las paredes del cilindro exterior y del interior, de modo que se establezca una frontera de humedad que evite que el agua infiltrada en el cilindro interior se mueva en forma lateral y además, para confirmar que no existen fugas tanto hacia el espacio dentro del cilindro interno como para el exterior del cilindro externo. En caso de existir fugas de agua hacia alguno de los dos lados deben de enterrarse los cilindros un poco más profundos hasta eliminar la o las fugas o se debe de volver a incorporar los cilindros en otra ubicación.

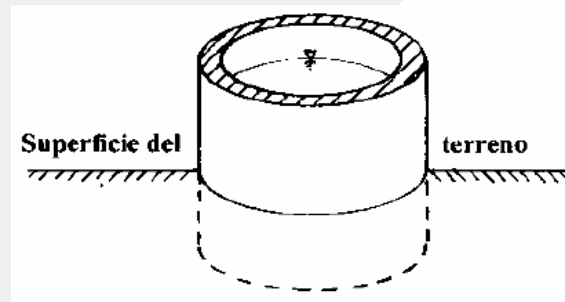


FIGURA 141. INFILTRÓMETRO DE CILINDRO SIMPLE

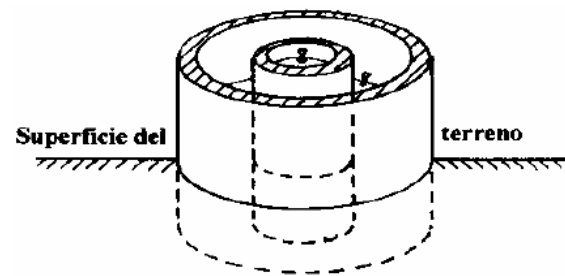


FIGURA 142. INFILTRÓMETRO DE CILINDRO DOBLE

Lo anterior implica que la medición del volumen o de la variación de la lámina se efectuará en el cilindro interior.

Debido a lo anterior la instalación del cilindro es una fase crítica y por ello los cilindros deben penetrar bien en el material del suelo. Hay que evitar a toda costa los movimientos laterales del dispositivo que pueden provocar la comunicación entre el cilindro interior y exterior, anulándose de esta forma el efecto de doble cilindro.

El equipo necesario para desarrollar esta metodología consiste como se mencionó, en un cilindro de metal que se entierra o clava cuidadosamente en el suelo a una profundidad aproximada de 10 cm de los cuales, los diámetros de este tipo de cilindro (llamado cilindro interno por su ubicación) pueden ser entre 15 a 40 cm de diámetro y de 25 a 35 cm de alto.

Como también se mencionó, para evitar una sobreestimación de la infiltración a causa de los flujos divergentes, se considera colocar otro cilindro concéntrico que pueden ser de 40 a 80 cm de diámetro (llamado cilindro externo por su ubicación) y de 20 a 30 cm de alto, a una profundidad de 10 cm.

Las medidas tomadas no son válidas hasta que no se produce una estabilización del flujo que al principio puede ser bastante más rápido que en condiciones de equilibrio; este puede tardar en alcanzarse desde algunos minutos (en suelos arenosos permeables) hasta más de 12 horas en suelos arcillosos con grietas de retracción, incluso, en casos excepcionales, varios días.

Si las medidas se toman con suficiente cuidado, se obtiene un valor para el componente vertical del flujo.

Se ha demostrado que aunque el infiltrómetro de doble anillo se sigue usando y es recomendable, no elimina totalmente el efecto de la divergencia en la infiltración.

CÁLCULO DE LA INFILTRACIÓN PARA LOS CILINDROS INFILTRÓMETROS SIMPLES O DE DOBLE ANILLO POR EL MÉTODO DE KOSTYAKOV

Por medio de la ecuación de Kostyakov, se logra hacer una aproximación teórica del comportamiento de la infiltración en el suelo, permitiendo así calcular la lámina de agua acumulada luego de cierto tiempo de riego o de lluvia.

$$I_{ac} = a * t^b \quad (193)$$

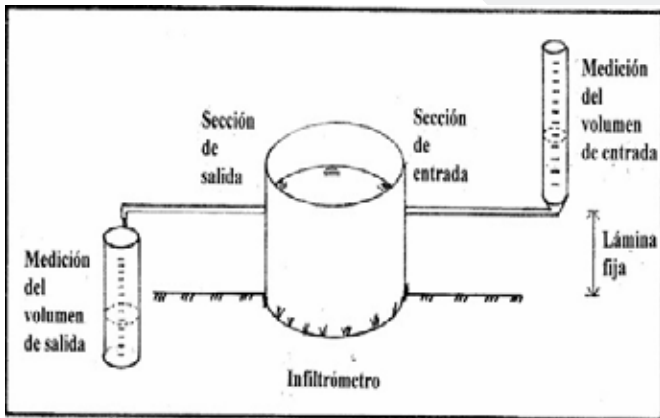


FIGURA 143. INFILTRÓMETRO DE CILINDRO SIMPLE DE CARGA HIDRÁULICA CONSTANTE

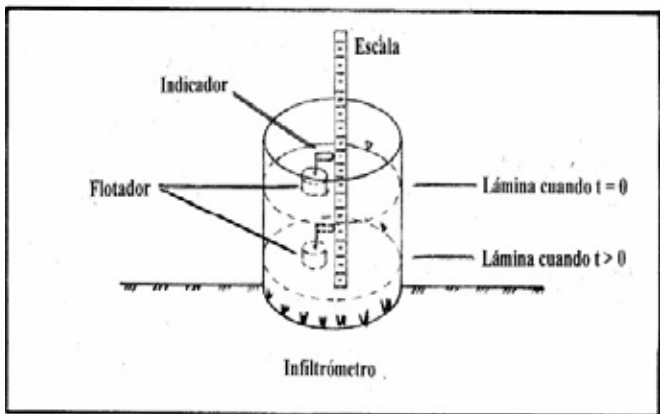


FIGURA 144. INFILTRÓMETRO DE CILINDRO SIMPLE DE CARGA HIDRÁULICA VARIABLE

Los cilindros se llenan de agua hasta un nivel adecuado (10-15 cm) teniendo cuidado de no alterar el material que hay en el fondo (se suele colocar una malla en el fondo mientras se llenan). Mediante un dispositivo de medida (una boya o regla graduada) se mide en el cilindro interior, el descenso del agua con el tiempo (en el cuadro 58 se encuentra un cuadro para apuntar o de toma de las medidas).

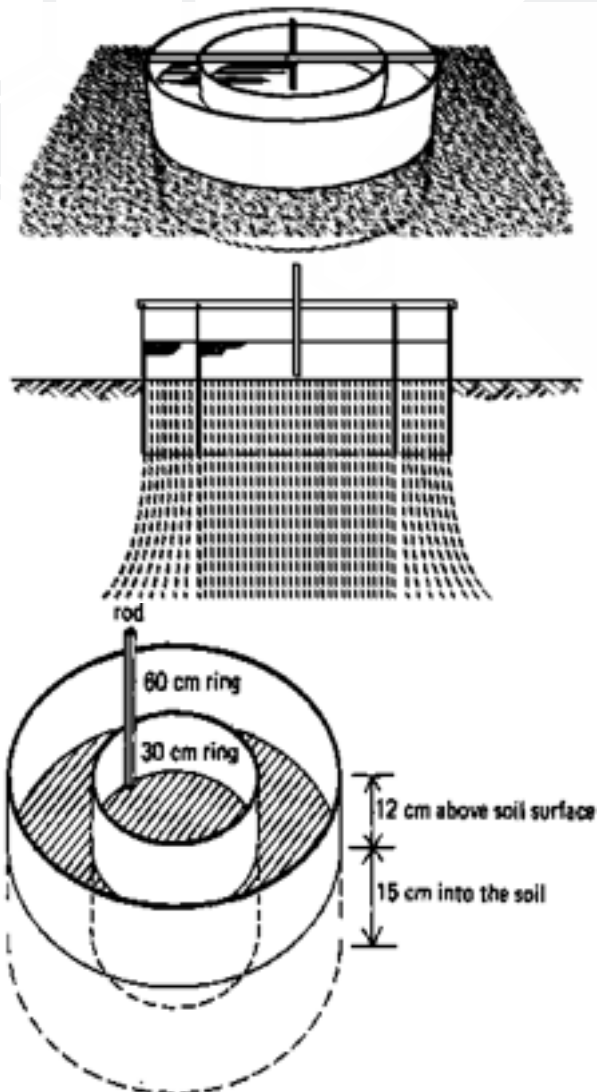


FIGURA 145. INFILTROMETRO DE DOBLE ANILLO

Donde:

lac = lámina de infiltración acumulada (cm)

t = tiempo acumulado (hr)

a y b = parámetros que dependen del suelo y de su condición física.

Al igual que en la práctica de curvas de desabsorción de agua, puede ser expresada en su forma logarítmica y graficada en papel milimétrico o en su defecto logarítmico. Su forma logarítmica es la siguiente:

$$\log lac = \log a + b * \log t \quad (194)$$

Al relacionar los valores Log lac y Log t mediante el método de regresión lineal utilizando las ecuaciones 195, 196 y 197, se pueden estimar los parámetros "a" y "b". El parámetro "a" es el intercepto en "y" y representa la cantidad de infiltración durante el intervalo inicial; depende de la estructura y de la condición del suelo en el momento en que se aplica el agua. Si el suelo tiene grietas y poros grandes, el valor de "a" es relativamente mayor que si solamente tiene poros pequeños. El parámetro "b" es la pendiente e indica la forma en que la velocidad de infiltración se reduce con el tiempo. Además se puede calcular el valor de regresión cuadrática mediante la ecuación 198 para estimar que tanto el modelo matemático se asemeja a la medida de campo realizada.

$$b = \frac{\sum \log lac \log t - \frac{\sum \log lac \sum \log t}{n}}{\sum \log^2 t - \frac{(\sum \log t)^2}{n}} \quad (195)$$

$$\log a = \frac{\sum \log lac}{n} - b \frac{\sum \log t}{n} \quad (196)$$

$$t = \text{Anti log} \left(\frac{\log lac - \log a}{b} \right) \quad (197)$$

Depende de los cambios de estructura que puede sufrir el suelo durante el humedecimiento.

$$r^2 = \frac{\left(\sum \log lac \log t - \frac{\sum \log lac \sum \log t}{n} \right)^2}{\left(\sum \log^2 lac - \frac{(\sum \log lac)^2}{n} \right) \left(\sum \log^2 t - \frac{(\sum \log t)^2}{n} \right)} \quad (198)$$

Diferenciando (derivando) la ecuación “Iac” con respecto al tiempo, se obtiene:

$$\frac{dI}{dt} = b * a * (t)^{b-1} \quad (199)$$

$$V_{\text{infin}} = b * a * (t)_{b-1} \quad (200)$$

Donde:

dI/dt = es la velocidad de infiltración instantánea (V_{infin}) (cm/hr)

t = es el tiempo (horas) de referencia durante el cual hay entrada constante de agua al perfil de suelo (por ejemplo se puede saber ¿cuál? es la velocidad instantánea de entrada del agua luego de dos horas de riego)

a y b = son las constantes determinadas con anterioridad Se utiliza la ecuación 200 para estimar la velocidad de infiltración instantánea correspondiente a la velocidad de infiltración básica que se define como aquella velocidad relativamente constante considerándose como un cambio en la velocidad de infiltración instantánea menor del 10% de la velocidad media en la lectura anterior. Si no se logra encontrar en la prueba de campo por falta de tiempo la velocidad relativamente constante o infiltración básica entonces se puede estimar mediante la siguiente relación:

$$t = |10 * (b-1)| \quad t = \text{hr} \quad b = \text{pendiente} \quad (201)$$

donde el valor obtenido de “ t ” en horas se ingresa en la ecuación de “ V_{infin} ” para obtener el valor de infiltración básica.

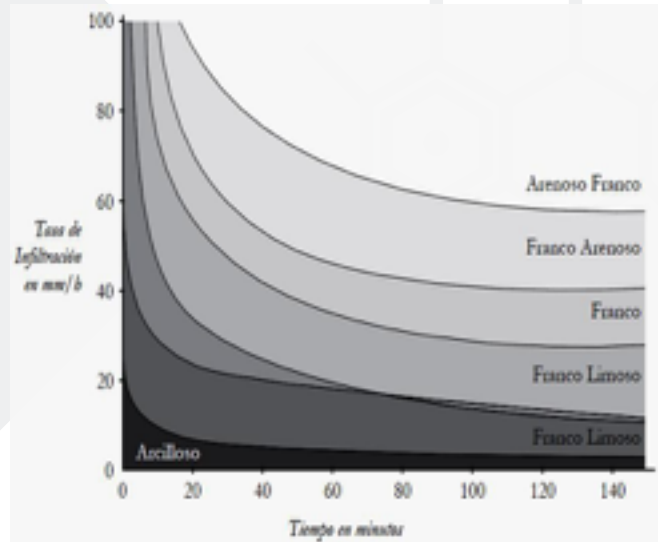


FIGURA 146. CURVAS DE VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN EN DIFERENTES TIPOS DE TEXTURA DE SUELO

También se puede utilizar la información del cuadro 58 para aplicar de manera directa las fórmulas 195, 196, 197 y 198 sustituyendo los valores de Iac (infiltración acumulada cm) por V_{infin} (velocidad de infiltración instantánea cm/hr que es la lámina de infiltración instantánea dividido entre el tiempo en que se infiltró o tiempo instantáneo, para obtener el modelo matemático de la velocidad de infiltración instantánea de manera directa y poder estimar el valor de la velocidad de infiltración básica.

METODO DEL CILINDRO EXCAVADO EN EL SUELO (MÉTODO DE PORCHET)

Se excava en el suelo un hoyo cilíndrico de radio “ R ”, lo más regular posible, (Figura 147) y se le llena de agua hasta una altura “ h ”. La superficie a través de la cual se infiltra el agua es:

$$S = (2 * \pi * R) * h + \pi * R^2$$

$$S = \pi * R * (2 * h + R) \quad (202)$$

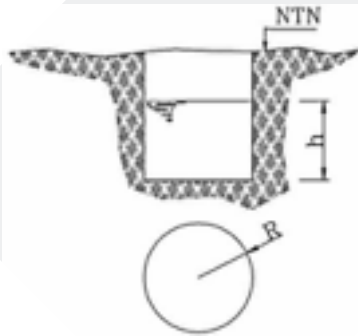


FIGURA 147. INFILTRÓMETRO MÉTODO DE PORCHET

Para un tiempo “dt”, suficientemente pequeño como para que pueda considerarse constante la capacidad de infiltración “f”, en el cual se produce un descenso “dh” del nivel del agua, se verificará que:

$$V_{inf} = \{R / [2 * (t_2 - t_1)]\} * \ln [(2 * h_1 + R) / (2 * h_2 + R)] \quad (203)$$

Donde:

Vinf = velocidad de infiltración

h₁ = altura inicial del agua

h₂ = altura final del agua

R = radio del hoyo cilíndrico

t₁ = tiempo inicial de la medida

t₂ = tiempo final de la medida

Así, para determinar “f”, basta medir pares de valores h₁, t₁ y h₂, t₂; de forma que “t₁” y “t₂” no difieran demasiado.

MÉTODO DE BOUWER

Ésta es una metodología en la cual se considera el efecto de la componente horizontal de la humedad. Esta metodología considera el uso de un infiltrómetro circular o rectangular con tamaño superior a 2 m de diámetro, el cual se opera por períodos de tiempo de hasta seis horas, con alturas de agua entre 30 y 60 cm. La figura 148 muestra un es quema que ilustra esta situación. En esta figura se observa que:

y = representa la cantidad de agua que se ha incorporado al terreno durante un tiempo t

z = representa la carga hidráulica promedio sobre el terreno x = es la zona de humedecimiento lateral

r = es el radio del infiltrómetro

L = es la longitud de la zona humedecida luego de un tiempo t desde el inicio de la prueba.

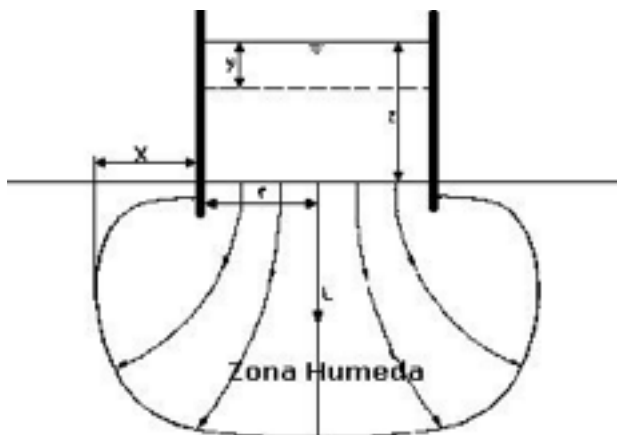


FIGURA 148. PRUEBA DE RECARGA MEDIANTE INFILTRÓMETRO

Durante la prueba de infiltración se produce la incorporación del agua desde el infiltrómetro hacia el suelo, lo que da origen a una zona de humedecimiento, la que se propaga principalmente en forma vertical, pero también experimenta un movimiento lateral. El método supone que el suelo se encuentra inicialmente con algún

nivel de humedad desconocido, pero que puede ser evaluado en forma cualitativa como seco, poco húmedo o muy húmedo. Durante el proceso de infiltración el agua del infiltrómetro se incorpora al suelo y va avanzando en forma de un frente abrupto que separa la zona saturada y la zona no saturada. El valor de recarga o infiltración corregida que considera la zona de expansión lateral del bulbo de saturación (i_{COR}), se puede calcular a partir del valor de infiltración obtenida directamente a partir de la operación del infiltrómetro (i_{INF}). Para lo anterior es necesario utilizar la siguiente expresión para un infiltrómetro circular (ecuación 204)

$$i_{COR} = i_{INF} \cdot \frac{\pi \cdot r^2}{\pi \cdot (r + x)^2} \quad (204)$$

o uno rectangular (ecuación 205):

$$i_{COR} = i_{INF} \cdot \frac{a \cdot b}{(a + 2 \cdot x) \cdot (b + 2 \cdot x)} \quad (205)$$

Donde:

i_{COR} = índice de recarga o infiltración corregida que considera la zona de expansión lateral del bulbo de saturación

i_{INF} = tasa de infiltración obtenida directamente a partir de la operación del infiltrómetro

r = es el radio del infiltrómetro circular

a y b = el ancho y largo de un infiltrómetro rectangular

x = es la longitud de la zona de humedecimiento lateral

L = longitud del frente de saturación al final de la prueba de infiltración la cual se puede calcular utilizando la siguiente expresión para un infiltrómetro circular (ecuación 206):

$$L = \frac{y_i \cdot \pi \cdot r^2}{n \cdot \pi \cdot (r+x)^2} \quad (206)$$

O uno rectangular (ecuación 207)

$$L = \frac{y_i \cdot a \cdot b}{n \cdot (a+2 \cdot x) \cdot (b+2 \cdot x)} \quad (207)$$

n = se conoce como la porosidad “rellenable” del suelo, la cual puede ser estimada a partir de la textura del suelo y de su contenido de humedad inicial (Cuadro 59).

Tipo de suelo	n
Suelo uniforme y seco	0.3
Suelo moderadamente humedo	0.2
Suelo muy humedo	0.1

CUADRO 59. VALORES DE LA POROSIDAD RELLENABLE “N”, PARA TRES SITUACIONES DISTINTAS

Aplicando la ley de Darcy para evaluar el flujo vertical que ocurre en la zona saturada se puede escribir la tasa de recarga corregida como:

$$i_{cor} = K \cdot \frac{z+L-h_{we}}{L} \quad (208)$$

Donde:

z = la carga hidráulica promedio sobre el terreno durante la duración de la prueba

hwe = la presión de poros en el suelo antes de ser humedecido, la que es negativa por tratarse de un suelo en condiciones no saturadas. Este valor de hwe (Cuadro 60) es usado para estimar la succión en la posición del frente húmedo a medida que éste se mueve verticalmente.

Tipo de suelo	h _{we} (cm)
Arena gruesa	-5
Arena media	-10
Arena fina	-15
Arena limosa	-20
Limo arenoso	-25
Limo	-35
Arcillas estructuradas	-30
Arcillas no estructuradas	-100

CUADRO 60. VALORES PARA HWE PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELO

El único valor desconocido en la ecuación 209 es la conductividad hidráulica, K, la cual puede ser calculada como:

$$i_s = K = \frac{i_{cor} \cdot L}{z+L-h_{we}} \quad (209)$$

El procedimiento anterior, aun cuando posee una serie de aproximaciones, permite realizar una estimación adecuada de la tasa de infiltración para un sistema de recarga que opere por un tiempo prolongado dado que incorpora efectos de terreno como el del aire atrapado en el suelo no saturado, así como la heterogeneidad natural del suelo. Además, en consideración a los efectos de colmatación que pueden ocurrir en el largo plazo, para efectos de diseño es necesario considerar una permeabilidad entre un 10 - 15% del valor estimado anteriormente.

SURCOS INFILTRÓMETROS

El método de surcos infiltrómetros también se denomina de entrada y salida de agua. Este método, descrito por Shockley, determina la velocidad de infiltración mediante el aforo de agua a la entrada y salida de un surco. La diferencia entre la cantidad de agua que entra y la que sale puede considerarse representativa de la infiltración.

$$Q_{inf} = Q_{ent} - Q_{sal} \quad (210)$$

Donde:

Q_{inf} = caudal infiltrado (m^3/s) Q_{ent} = caudal de entrada (m^3/s) Q_{sal} = caudal de salida (m^3/s)

$$V_{inf} = Q_{inf} / A_{inf} \quad (211)$$

Donde:

V_{inf} = velocidad de infiltración (m/s)

A_{inf} = área donde se produce la infiltración (m^2)

$$L_{inf} = V_{inf} * t_{inf} \quad (212)$$

Donde:

L_{inf} = lamina infiltrada (m)

t_{inf} = tiempo en que se infiltró la lámina

En las ecuaciones 210, 211 y 212 se pueden utilizar unidades convenientes según la estimación que se esté realizando en el campo. Estas ecuaciones se pueden utilizar tanto para estimar la lámina de infiltración acumulada como para infiltración instantánea. Además, con los valores obtenidos también se pueden usar

las ecuaciones 195, 196, 197, 198, 199 y 200 para estimar los modelos matemáticos que representen la infiltración de agua en el suelo y poder estimar la velocidad de infiltración básica.

En este caso sólo una parte del suelo se encuentra en contacto con el agua; la infiltración total del terreno regado dependerá tanto de la infiltración vertical como de la infiltración lateral entre surcos consecutivos. El flujo de agua en el surco, en suelos de textura limosa o arenosa, puede tener algún efecto de sellamiento sobre la superficie del suelo causando con el tiempo una relativa disminución en la velocidad de infiltración. Este método sólo proporciona valores promedios de un rango de infiltración y se adapta únicamente a las condiciones de infiltración que existen en un surco durante el riego; no siendo necesariamente correcto usar los valores obtenidos para otro método de riego.

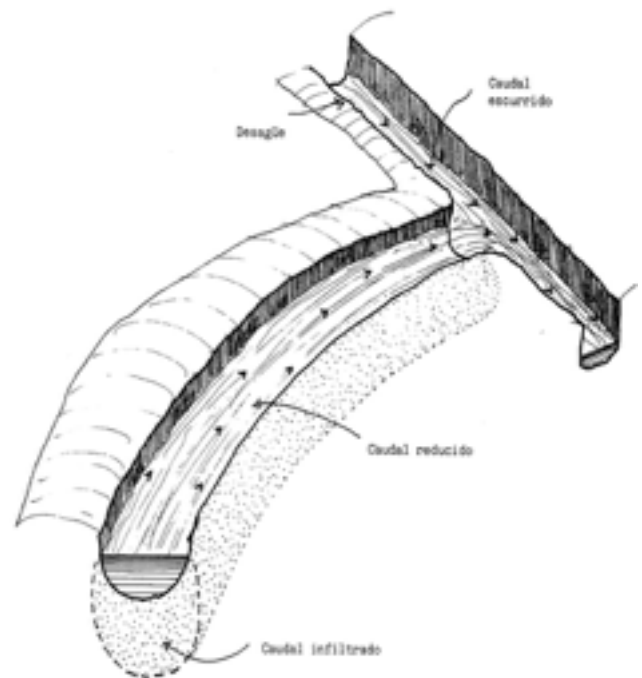


FIGURA 149. SURCOS INFILTRÓMETRO

MÉTODO DE REPRESA O POCETA

Este método consiste en represar agua sobre un área determinada mediante bordes o pretilos construidos alrededor de ella. Mediante un medidor de flotador o una regla se mide el agua infiltrada a medida que su nivel baja. El grado con que baja el nivel de agua en una parcela grande es probablemente la mayor indicación de la velocidad de infiltración.

Se ha señalado que las pocetas pequeñas tienen generalmente una limitación similar a la de los cilindros infiltrómetros; el factor de aire atrapado puede originar un movimiento vertical retardado. Las pocetas grandes, en cambio, no son prácticas debido a las grandes cantidades de agua necesarias para las mediciones y el nivel topográfico requerido en el área experimental.

En general, todos los métodos usados para medir la infiltración de agua en el suelo en condiciones de campo dan una variabilidad de resultados para un mismo lugar; incluso cada método produce resultados puntuales, que no representan a toda el área considerada.

Se ha intentado relacionar el proceso de infiltración con parámetros físicos del suelo y enfocar el problema mediante modelos matemáticos (empíricos, semianalíticos y analíticos) que ayuden a la comprensión de este fenómeno.

Los enfoques empíricos tienen la ventaja de ser muy sencillos en su resolución y de adaptarse en general a condiciones diferentes de suelo; sin embargo, tienen la limitación de no proporcionar ninguna interpretación física directa del proceso y por lo tanto hacen difícil extrapolar la información obtenida a condiciones diferentes a aquéllas en las cuales se obtiene. Es frecuente que las determinaciones de infiltración se hagan en condiciones diferentes a las que luego presentan en la práctica del riego.

BALANCE HÍDRICO DEL SUELO

La determinación del estado hídrico de los suelos es fundamental para la toma de decisiones en el sector agropecuario. Una buena estimación del contenido de agua disponible es importante para cuantificar la oferta de agua de los suelos de una región y como punto de partida para modelos de simulación basados en perspectivas climáticas para la identificación y localización de áreas con riesgo de déficit hídrico.

Además, el conocimiento del balance de humedad (balance hídrico) es necesario para definir la falta y excesos de agua y es de aplicación para las clasificaciones climáticas, definir la hidrología de una zona y para la planificación hidráulica.

BALANCE HÍDRICO EN LA ZONA EXPLORADA POR LAS RAÍCES

La ecuación general del balance hídrico en la zona de enraizamiento (Figura 150), para un intervalo de tiempo Δt (días), y para una capa de suelo de espesor Δz (m), correspondiente a la zona de enraizamiento, es dada por:

$$(\Delta S + \Delta V) = (P + I + GW) - (Q_r + D + E + T) \quad (213)$$

Donde:

ΔS = es la variación de la reserva de agua en el suelo (mm/d)

ΔV = es el incremento de agua incorporada en las plantas (el agua de constitución) (mm/d)

P = es la precipitación (mm/d)

I = es la dosis de riego (mm/d)

GW = es el flujo acumulado de ascensión capilar en el período Δt (mm/d)

Q_r = es la escorrentía superficial en ese mismo período (mm/d)

DP = es el flujo acumulado de drenaje por percolación profunda (mm/d)

E = es la evaporación a partir del suelo (mm/d)

T = es la transpiración de las plantas (mm/d)

El incremento de agua incorporada en las plantas (ΔV) tiene un valor insignificante en el conjunto del balance hídrico; la variación de la masa vegetativa fresca multiplicada por el factor 0.80 se aproxima a su valor. Por ejemplo, para una producción de 50.000 kg/ha de masa vegetativa fresca, cerca del 80% es agua de constitución; por tanto, $50,000 \times 0.80 = 40,000$ kg/ha de agua dará un volumen de $40 \text{ m}^3/\text{ha}$. Los consumos totales de agua (ETc) para producir esa masa vegetativa son del orden de 4,000 a 6,000 m^3/ha ; ΔV representa menos del 1% de la evapotranspiración del cultivo.

APLICACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO PARA ESTIMAR LOS CONSUMOS DE AGUA DE LOS CULTIVOS

Es necesario conocer los flujos de agua en el suelo, pudiendo realizarse varias aproximaciones. La primera aproximación se aplica esencialmente a regímenes de sequía, aunque puede ser aplicada a regadío en períodos entre riegos de bajas dosis; considera que las escorrentías, tanto superficiales como internas del suelo, son insignificantes ($\Delta V = 0$, $GW = 0$, $Q_r = 0$ y $DP = 0$). La ecuación adopta la forma más simple posible:

$$(\Delta S) = P + I - ETR \quad (214)$$

Donde:

$ETR = T + E$, es la evapotranspiración real del cultivo, la cual depende de la disponibilidad

del agua en el suelo (mm/d)

P = es la precipitación (mm/d)

I = es la dosis de riego (mm/d)

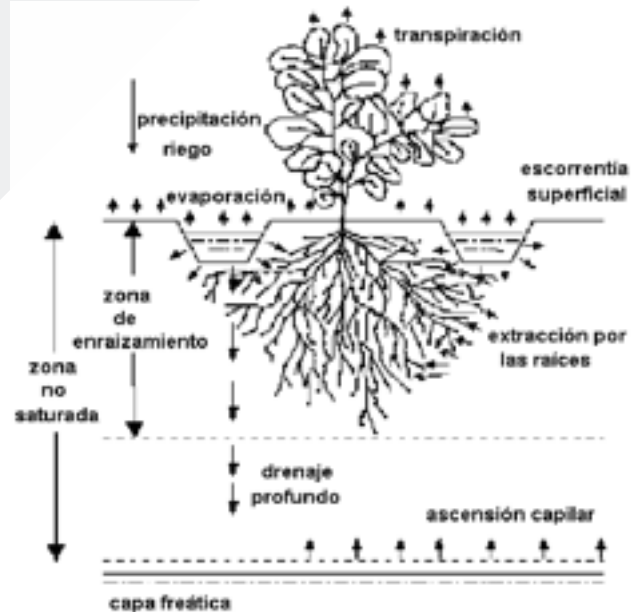


FIGURA 150. BALANCE HÍDRICO DE LA ZONA DE ENRAIZAMIENTO

Esta se puede aplicar a situaciones donde toda el agua de riego, o de la precipitación, se infiltra, pero no hay humedecimiento de las capas más profundas. En éstas, la humedad permanece constante, a valores bajos, correspondiendo a situaciones de baja conductividad hidráulica del suelo. Los perfiles de carga hidráulica indican la presencia de flujos de drenaje a la profundidad; éstos tienen baja intensidad y pueden ser despreciados.

Si no existe variación de humedad en las capas profundas, pero los valores de contenido de humedad fuesen altos, se puede producir escorrentía en profundidad, en régimen casi permanente, siempre y cuando exista un gradiente de potencial; en este caso, no se aplica.

En regadío, rara vez, se utiliza esta aproximación simplificada exceptuando cuando se riega con pequeñas dosis y alta frecuencia.

No se aplica en riego por superficie, donde las dosis son elevadas y se produce variación de humedad en las capas más profundas del suelo, siendo frecuentemente la aparición de percolación y pudiendo establecerse un régimen de drenaje permanente. Para cultivos regados y dotaciones altas, es necesario cuantificar los flujos de agua en el suelo (con $\Delta V = 0$ y $R = 0$):

$$(\Delta S) = P + I - E - T - DP + GW \quad (215)$$

Donde:

ΔS = es la variación de la reserva de agua en el suelo (mm/d)

P = es la precipitación (mm/d)

I = es la dosis de riego (mm/d)

GW = es el flujo acumulado de ascensión capilar en el período Δt (mm/d)

DP = es el flujo acumulado de drenaje por percolación profunda (mm/d)

E = es la evaporación a partir del suelo (mm/d)

T = es la transpiración de las plantas (mm/d)

Después del riego, es normal que se produzca drenaje en las capas profundas del suelo o exactamente, percolación más allá de la zona explorada por las raíces. A medida que la planta va utilizando el agua del suelo, el sentido de la escorrentía se puede invertir y las capas de suelo debajo de la zona radicular pasan a suministrar agua a las capas superiores. Este comportamiento es más evidente cuando existe una capa freática próxima a la zona explotada por las raíces.

FRACCIÓN DE LLUVIA INTERCEPTADA POR EL FOLLAJE POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA

Lluvias menores de 5 mm mensuales, no van a generar infiltración ya que se considera que en un mes con lluvia, al menos 5 mm son retenidos por el follaje sin llegar al suelo.

Además, se considera que la retención de la lluvia en follajes, es del 12% de la precipitación mensual. Sin embargo, en bosques muy densos, la retención de la lluvia se considera en un 20%.

Definiremos a Cfo como el coeficiente de follaje que consiste en el porcentaje de la lluvia mensual que es retenida en el follaje, expresado en tanto por uno o en proporción. Por ejemplo, para el 12% de retención Cfo = 0.12 y para el 20% de retención Cfo = 0.20.

Para calcular la retención de lluvia mensual interceptada por el follaje (Ret), se aplicará la siguiente ecuación:

$$Ret = P \text{ si } P \text{ es menor o igual a } 5 \text{ mm/mes} \quad (216)$$

$$Ret = P \cdot Cfo \text{ si el producto } P \cdot Cfo \text{ es mayor o igual de } 5 \text{ mm/mes} \quad (217)$$

$$Ret = 5 \text{ si } P \text{ es mayor de } 5 \text{ mm/mes y el producto } P \cdot Cfo \text{ es menor de } 5 \quad (218)$$

Donde:

P = precipitación mensual del mes (mm/mes)

Ret = retención de lluvia en el follaje (mm/mes)

Cfo = coeficiente de retención del follaje, para bosques muy densos Cfo = 0,20, otros Cfo = 0,12 (adimensional).

Ejemplos de calculo:

- 1- En un bosque muy denso llueve 3 mm en el mes de abril, entonces la lluvia retenida en el follaje es:

P es menor de 5mm, entonces $Ret = 3mm$

- 2- En una zona de cultivo y bosque, llueve 100 mm/mes, ¿cuál es la lluvia retenida en el follaje?

P es mayor de 5 mm entonces

$$Cfo = 0.12 * P$$

$$Cfo = 100mm * 0.12$$

$Cfo = 12$ mm y este es mayor de 5 mm, por lo que $Ret = 100$ mm * 0.12

$Ret = 12$ mm/mes

- 3- En noviembre, en una zona boscosa no densa, la precipitación fue de 35 mm. La lluvia retenida en el follaje es entonces:

$P > 5$ mm entonces $Cfo = 0.12 * P$

$$Cfo = 35 \text{ mm} * 0.12$$

$Cfo = 4.2$ mm y es menor de 5 entonces $Ret = 5$ mm/mes.

PRECIPITACIÓN EFECTIVA

Se pueden mencionar dos conceptos principales para precipitación efectiva que son los siguientes:

- 1- Desde el punto de vista de las plantas la precipitación efectiva es la porción de la precipitación que después de infiltrar puede quedar disponible en la zona ocupada por la raíces de las plantas, por lo tanto, se considera como la cantidad

de humedad que realmente puede ser aprovechada por las plantas.

- 2- Desde el punto de vista de recarga a los acuíferos, la precipitación efectiva se considera como la porción de la precipitación pluvial que logra infiltrarse en el suelo y que se encuentra disponible para ser utilizada por las raíces de las plantas o para recargar al acuífero.

La precipitación efectiva está afectada por varios factores que son útiles, como:

- intensidad de la precipitación
- velocidad de infiltración del suelo
- cobertura vegetal
- topografía

A partir de estos factores existen diversos métodos para calcular la precipitación efectiva. Ejemplos de éstos son los siguientes:

PRECIPITACIÓN INFILTRADA POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA

Uno de los factores que más influyen en la infiltración de la lluvia en el suelo, es el coeficiente de infiltración debido a la textura del suelo (Kl_{bas}), que está dado tentativamente por la siguiente ecuación:

$$Kl_{bas} = [0.267 * \ln(I_{bas})] - (0.000154 * I_{bas}) - 0.723 \quad (219)$$

Donde:

Kl_{bas} = Coeficiente de infiltración (fracción que infiltra por textura del suelo) (adimensional)

I_{bas} = Infiltración básica del suelo (mm/día)

Para aplicar esta ecuación, el rango de I_{bas} ha de encontrarse entre 16 a 1568 mm/día.

Para valores de I_{bas} menores a 16 mm/día,

$$K_{I_{bas}} = 0.0148 * I_{bas} / 16 \quad (220)$$

Para valores de I_{bas} mayor a 1568 mm/día,

$$K_{I_{bas}} = 1 \quad (221)$$

Con las observaciones mencionadas, el cálculo del coeficiente de infiltración por textura del suelo, se representa en la siguiente ecuación:

$$K_{I_{bas}} = [0.267 * \ln(I_{bas})] - (0.000154 * I_{bas}) - 0.723 \text{ si } I_{bas} \text{ se encuentra entre } 16 \text{ y } 1568 \text{ mm/día} \quad (219)$$

$$K_{I_{bas}} = 0.0148 * I_{bas} / 16 \quad \text{si } I_{bas} \text{ es menor a } 16 \text{ mm/día} \quad (220)$$

$$K_{I_{bas}} = 1 \text{ si } I_{bas} \text{ es mayor de } 1568 \text{ mm/día} \quad (221)$$

El valor de I_{bas} corresponde a la permeabilidad del suelo saturado, en los primeros 30 cm de profundidad, por considerar que éste es el espesor que está en contacto directo con el agua de lluvia. Dicho valor se obtiene en el campo, con la prueba de anillos simples o dobles y de carga variable o de carga constante, aplicada en la superficie del terreno. También se puede obtener con el permeámetro de Guelph o con la prueba de Porchet, ambas aplicadas a una profundidad no mayor de 30 cm. Sin embargo, pueden existir diferencias entre los métodos utilizados.

El valor de $K_{I_{bas}}$, fue derivado para los valores de lluvia mensual. Por lo tanto, la fracción que infiltra debido a la textura del suelo, nos permite obtener la infiltración mensual debido a este concepto. Además del coeficiente de infiltración debido a la textura del suelo, influye la pendiente del terreno

y la vegetación. Estos coeficientes, vienen a conformar el coeficiente de infiltración del suelo (C_i), calculado de la siguiente manera:

$$C_i = 1 \quad \text{si } K_p + K_v + K_{I_{bas}} \text{ es mayor de } 1 \quad (222)$$

$$C_i = K_p + K_v + K_{I_{bas}} \text{ si } K_p + K_v + K_{I_{bas}} \text{ es menor o igual a } 1 \quad (223)$$

Donde:

C_i = Coeficiente de infiltración [adimensional].

K_p = Fracción que infiltra por efecto de pendiente (adimensional) (Cuadro 61).

K_v = Fracción que infiltra por efecto de cobertura vegetal (adimensional) (Cuadro 62).

$K_{I_{bas}}$ = Fracción que infiltra por textura del suelo (adimensional)

El coeficiente de infiltración (C_i) es el factor por el cual hay que multiplicar la precipitación mensual para obtener el agua que se infiltra mensualmente hacia el suelo. En una zona dada, entre menor sea la pendiente del terreno y mayor sea su cobertura vegetal, la velocidad de escurrimiento se retrasa, generando una mayor infiltración.

CUADRO 61. VALORES DE INFILTRACIÓN BÁSICA POR EFECTO DE LA PENDIENTE (Kp)

Por pendiente	Pendiente	Kp
Muy plana	0.02%-0.06%	0.3
Plana	0.3%-04%	0.2
Algo plana	1%-2%	0.15
Promedio	2%-7%	0.1
Fuerte	mayor de 7%	0.06

CUADRO 62. VALORES DE INFILTRACIÓN BÁSICA POR EFECTO DE LA COBERTURA VEGETAL (Kv)

Por cobertura vegetal:	Kv
Cobertura con zacate menos del 50%	0.09
Terrenos cultivados	0.1
Cobertura con pastizal	0.18
Bosques	0.2
Cobertura con zacate más del 75%	0.21

CÁLCULO DE INFILTRACIÓN PLUVIAL MENSUAL

En el cálculo de la precipitación que infiltra mensualmente, se han de considerar los siguientes factores:

- 1- la precipitación mensual
- 2- la retención pluvial mensual en el follaje
- 3- el coeficiente de infiltración

El cálculo de la precipitación que infiltra mensualmente (Pi) al suelo, está dado por la siguiente ecuación:

$$P_i = C_i * (P - Ret) \quad (224)$$

Donde:

Pi = Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en (mm/mes).

Ci = Coeficiente de infiltración (adimensional)

P = Precipitación mensual en (mm/mes)

Ret = Retención de lluvia mensual por follaje en (mm/mes) En ningún caso el coeficiente de infiltración (Ci) ha de ser mayor de 1, si así fuese, se le asigna a Ci el valor de 1

PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO SCHOSINSKY Y LOSILLA

Este método fue desarrollado en Costa Rica, mediante el análisis de datos de bandas de pluviógrafos, incluyendo aspectos relacionados con la precipitación efectiva, como la cobertura vegetal, la pendiente y la velocidad de infiltración. La fórmula general generada por Schosinsky y Losilla (2003) para la determinación de la precipitación efectiva es la siguiente:

$$P_{ef} = (1 - K_i) * C_i * P \quad (225)$$

Donde:

Pef: Precipitación efectiva

P: Precipitación mensual

Ci: Coeficiente de infiltración

Ki: Valor de retención vegetal (para bosque es de 0.20; para cultivos en general 0.12 y para techos de casas, caminos y áreas construidas, es de 0.10 a 0.05).

EJEMPLOS DE CÁLCULO DE LA PRECIPITACIÓN INFILTRADA Y EFECTIVA POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA

Ejemplo 1

La precipitación en el mes de octubre es de 200 mm. La infiltración básica del suelo (permeabilidad de suelo a 24 horas de saturación) es de 85 mm/d. La zona se encuentra con cobertura de 50% zacate y 50% de bosque, con pendientes superiores al 7%. La infiltración en octubre sería.

1.1- Retención de precipitación en el follaje

$$\text{Ret} = P * C_{fo} = 200 * 0.12 = 24 \text{ es mayor de } 5$$

$$\text{Ecuaciones 216, 217 y 218 } \text{Ret} = P * C_{fo} = 200 * 0.12 = 24 \text{ mm/mes}$$

1.2- Coeficiente de infiltración (fracción que infiltra por textura del suelo)

$$K_{lbas} = 0.267 * \ln(I_{lbas}) - 0.000154 * I_{lbas} - 0.723$$

Ecuaciones 219, 220 y 221

$$K_{lbas} = 0.267 * \ln(85) - 0.000154 * 85 - 0.723$$

$$K_{lbas} = 0.45$$

$$K_p = 0.06 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

$$K_v = 0.205 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

1.3- Coeficiente de infiltración

$$C_i = K_{lbas} + K_p + K_v \quad (\text{ecuaciones 222 y 223})$$

$$C_i = 0.45 + 0.06 + 0.205$$

$$C_i = 0.715$$

El valor de C_i es menor de 1 y la precipitación de 200 mm/mes, por lo tanto, la infiltración para el mes de octubre será:

1.4- Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en (mm/mes)

$$P_i = C_i * (P - \text{Ret}) \text{ (mm/mes)} \quad (\text{ecuación 224})$$

$$P_i = 0.715 * (200 - 24)$$

$$P_i = 125.84 \text{ mm/mes}$$

1.5- Precipitación efectiva

$$P_{ef} = (1 - K_i) * C_i * P \text{ (mm/mes)} \quad (\text{ecuación 225})$$

$$P_{ef} = (1 - 0.12) * 0.715 * 200 \text{ (mm/mes)}$$

$$P_{ef} = 125.84 \text{ mm/mes}$$

Ejemplo 2

La precipitación del mes de mayo es de 100mm. La infiltración básica del suelo es de 200mm/d. La zona se encuentra con cobertura de 80% de zacate. con pendientes menores del 1%. La infiltración en mayo sería:

1.1- Retención del follaje

$$\text{Ret} = P * C_{fo} \quad (\text{ecuaciones 216. 217 y 218})$$

$$\text{Ret} = 100 * 0.12$$

$$\text{Ret} = 12 \text{ que es mayor de } 5$$

Por lo que:

$$Ret = 12 \text{ mm/mes}$$

1.2- Coeficiente de infiltración (fracción que infiltra por textura del suelo)

$$Kl_{bas} = 0.267 \cdot \ln(I_{bas}) - 0.000154 \cdot I_{bas} - 0.723$$

(ecuaciones 219, 220 y 221)

$$Kl_{bas} = 0.267 \cdot \ln(200) - 0.000154 \cdot 200 - 0.723$$

$$Kl_{bas} = 0.66$$

$$Kp = 0.20 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

$$Kv = 0.21 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

1.3- Coeficiente de infiltración

$$Ci = Kl_{bas} + Kp + Kv \quad (\text{ecuaciones 222 y 223})$$

$$Ci = 0.66 + 0.20 + 0.21$$

$$Ci = 1.07$$

El valor de Ci es mayor de 1 por lo que se utiliza Ci = 1. por lo tanto la infiltración para el mes de mayo será:

1.4- Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en [mm/mes]

$$Pi = Ci \cdot (P - Ret) \text{ (mm/mes)} \quad (224)$$

$$Pi = 1 \cdot (100 - 12) \text{ (mm/mes)}$$

$$Pi = 88 \text{ mm/mes}$$

1.5- Precipitación efectiva

$$Pef = (1 - Ki) \cdot Ci \cdot P \text{ (mm/mes)} \quad (225)$$

$$Pef = (1 - 0.12) \cdot 1.00 \cdot 100 \text{ (mm/mes)}$$

$$Pef = 88 \text{ mm/mes}$$

Ejemplo 3

La precipitación en abril es de 38mm. La infiltración básica del suelo es de 85mm/d. La zona se encuentra con cobertura de pastizal, con pendientes del 6%. La infiltración en abril sería:

1.1- Retención del follaje

$$Ret = P \cdot Cfo \quad (\text{ecuaciones 216, 217 y 218})$$

$$Ret = 38 \cdot 0.12$$

$$Ret = 4.56 \text{ es menor de } 5 \text{ Ret} = 5 \text{ mm/mes}$$

1.2- Coeficiente de infiltración (fracción que infiltra por textura del suelo)

$$Kl_{bas} = 0.267 \cdot \ln(I_{bas}) - 0.000154 \cdot I_{bas} - 0.723$$

(ecuaciones 219, 220 y 221)

$$Kl_{bas} = 0.267 \cdot \ln(85) - 0.000154 \cdot 85 - 0.723$$

$$Kl_{bas} = 0.45$$

$$Kp = 0.10 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

$$Kv = 0.18 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

1.3- Coeficiente de infiltración

$$Ci = Kl_{bas} + Kp + Kv \quad (\text{ecuaciones 222 y 223})$$

$$Ci = 0.45 + 0.10 + 0.18 = 0.73$$

$$Ci = 0.73$$

El valor de Ci es menor de 1, por lo tanto la infiltración para el mes de abril sería:

1.4- Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en (mm/mes)

$$P_i = C_i * (P - Ret) \quad (224)$$

$$P_i = 0.73 * (38 - 5) \text{ (mm/mes)}$$

$$P_i = 24.09 \text{ mm/mes}$$

1.5- Precipitación efectiva

$$P_{ef} = (1 - K_i) * C_i * P \text{ (mm/mes)} \quad (225)$$

$$P_{ef} = (1 - 0.12) * 0.73 * 38 \text{ mm/mes}$$

$$P_{ef} = 24.41 \text{ mm/mes}$$

Ejemplo 4

La precipitación del mes de febrero es de 4mm. La infiltración básica del suelo es 200mm/d. La zona se encuentra con cobertura de 80% zacate, con pendientes menores del 1%. La infiltración para el mes de febrero sería:

1.1- Retención del follaje

$$Ret = P < 5 \text{ mm/mes} \quad (\text{ecuaciones 216, 217 y 218})$$

$$Ret = P$$

$$Ret = 4 \text{ mm/mes}$$

1.2- Coeficiente de infiltración (fracción que infiltra por textura del suelo)

$$K_{lbas} = 0.0148 * \ln(l_{bas}) / 16$$

(ecuaciones 219, 220 y 221)

$$K_{lbas} = 0.0148 * \ln(200) / 16$$

$$K_{lbas} = 0.005$$

$$K_p = 0.30 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

$$K_v = 0.21 \quad (\text{Cuadros 61 y 62})$$

1.3- Coeficiente de infiltración

$$C_i = K_{lbas} + K_p + K_v \quad (\text{ecuaciones 222 y 223})$$

$$C_i = 0.005 + 0.30 + 0.21$$

$$C_i = 0.515$$

1.4- Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en (mm/mes)

$$P_i = C_i * (P - Ret) \text{ (mm/mes)} \quad (224)$$

$$P_i = C_i * (4 - 4) \text{ (mm/mes)}$$

$$P_i = 0 \text{ mm/mes}$$

Al ser la precipitación de febrero menor de 5mm, la precipitación es interceptada por el follaje, por lo tanto no existe infiltración en el mes de febrero.

1.5- Precipitación efectiva

$$P_{ef} = (1 - K_i) * C_i * P \text{ (mm/mes)} \quad (225)$$

$$P_{ef} = (1 - 0.12) * 0.515 * 4 \text{ (mm/mes)}$$

$$P_{ef} = 1.81 \text{ mm/mes}$$

EVAPOTRANSPIRACIÓN POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA

La mayor capacidad de evapotranspiración en una zona de cultivo se define como la transpiración de la planta, cuando el suelo se encuentra a capacidad de campo (teniendo las condiciones climáticas constantes), más la evaporación del suelo. Sin embargo, cuando la humedad del suelo es menor que la capacidad de campo, las hojas de las plantas van cerrando los estomas conforme va aumentando la disminución de la humedad disponible en el suelo, con el propósito de transpirar menos y así economizar el agua. Cuando la humedad del suelo llega al punto de marchitez permanente, la planta no transpira y muere. La evapotranspiración potencial real va a ser proporcional a la humedad del suelo, comparada con la diferencia de humedad entre la capacidad de campo y el punto de marchitez (cuadros 63, 64 y anexos).

$$EtoR = [(HS - PMP) / (CC - PMP)] * ET \quad (226)$$

Donde:

EtoR (mm/día) = Evapotranspiración potencial real

HS (%) = Humedad del suelo actual

ET (mm/día) = Evapotranspiración de la planta a capacidad de campo

CC (%) = Capacidad de campo

PMP (%) = Punto de marchitez permanente

Ejemplo: si una planta a capacidad de campo evapotranspira 3 mm por día, siendo la capacidad de campo del suelo 12%, el punto de marchitez permanente de 2% y el suelo se encuentra a una humedad de 6%, la

evapotranspiración potencial real (EtoR) de la planta será de:

$$EtoR = [(HS - PMP) / (CC - PMP)] * ET \quad EtoR = [(6\% - 2\%) / (12\% - 2\%)] * 3 \text{ mm/d}$$

$$EtoR = 1,2 \text{ mm/d}$$

Cada planta tiene una evapotranspiración diferente y va a depender de la temperatura de ambiente, humedad relativa, radiación solar, velocidad de viento y grado de desarrollo de la planta.

En una cuenca o en una zona arbitraria de la cuenca, es casi imposible determinar la evapotranspiración de la vegetación, debido a la gran variedad de vegetación y grado de desarrollo de las plantas existentes en una cuenca o en una zona de la misma. Por este motivo, es conveniente asumir una evapotranspiración, que se estime como promedio de la cuenca. Esta evapotranspiración promedio de la cuenca, se asumirá igual a la evapotranspiración potencial (Eto).

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial, existen una serie de ecuaciones como se vieron anteriormente.

CUADRO 63. PUNTO DE MARCHITEZ PERMANENTE Y CAPACIDAD DE CAMPO EN PORCENTAJE POR PESO DE SUELO SECO DE DIFERENTES TEXTURAS DE SUELOS

Textura del suelo	Porcentaje por peso de suelo seco		
	PMP%	CC%	Densidad aparente
(g/cm ³)	1-1.7		
Arenoso	2-6	6-12	1.55-1.80
Franco-arenoso	4-8	10-18	1.40-1.60
Franco	8-12	18-26	1.35-1.50
Franco-arcilloso	11-15	23-31	1.30-1.40
Arcilloso-arenoso	13-17	27-31	1.25-1.35
Arcilloso	15-19	31-39	1.20-1.30
Bosques	2.0-3.0		

CUADRO 64. PROFUNDIDAD DE RAÍCES DE DIFERENTES CULTIVOS

Profundidad de raíces	
Cultivo	Metros
Alfalfa (pastos)	1-2
Algodón	1-1.7
Banano	0.5-0.8
Caña de azúcar	1.20-2
Frijol	0.5-0.7
Cebolla	0.3-0.5
Citricos	1.20-2.0
Zacate	0.3-0.5
Bosques	2.0-3.0

ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD INICIAL EN UN BALANCE HÍDRICO EN UN MES SELECCIONADO

Generalmente al final de la época de mayor precipitación, el suelo se encuentra a capacidad de campo. Uno de los criterios para seleccionar el mes, en el que se va a considerar que el suelo se encuentra a capacidad de campo, es seleccionar meses consecutivos, en que la precipitación que infiltra mensualmente supere la evapotranspiración potencial mensual, asignando al mes siguiente, de los meses consecutivos seleccionados, una humedad inicial igual a la capacidad de campo. Conocida la humedad inicial de un mes, podemos calcular la humedad final de dicho mes, la que será igual a la humedad inicial del mes siguiente y así sucesivamente. Al final del ciclo, la humedad final calculada para el último mes, ha de coincidir con la humedad inicial del mes de partida, o sea, la del mes con humedad conocida. En Costa Rica los meses consecutivos en que la precipitación que infiltra, supera la evapotranspiración potencial son agosto, septiembre y octubre. Esto quiere decir, que al mes de noviembre se le asignará una humedad de suelo inicial, igual a la capacidad de campo. Con esta humedad, se pueden ir calculando las humedades finales e iniciales de los suelos, en los meses siguientes. Al cerrar el ciclo, el mes de octubre ha de tener una humedad final, igual a la capacidad de campo, lo que confirma, que el supuesto tomado ha sido correcto.

Puede darse el caso que exista solo un mes en que se de la condición de que la precipitación que infiltra supere a la evapotranspiración potencial, en este caso, se asume la capacidad de campo como la humedad inicial del suelo, en el mes siguiente al mes que cumple con la condición mencionada y luego se verifica, mediante el cálculo de las humedades en los meses

siguientes. De tal forma, que al cerrar el ciclo, el mes anterior al mes que se le asignó la humedad inicial igual a la capacidad de campo, tenga una humedad final, igual a la capacidad de campo.

PERCOLACIÓN

Las unidades de los parámetros que se utilizaran en adelante, tal como capacidad de campo, punto de marchitez, humedad del suelo, precipitación y evapotranspiración se utilizarán unidades en milímetros.

Para poder convertir la humedad del suelo, punto de marchitez y capacidad de campo a milímetros, los pasaremos de porcentaje por peso de suelo seco, tal como aparecen en tablas o laboratorio de suelos, a porcentaje por volumen mediante la siguiente ecuación: % por volumen = (% por peso de suelo seco) (densidad aparente)

$$\% \text{ HV} = \% \text{ HG} * D_{ap} \quad (227)$$

Para convertir la humedad en % por volumen en milímetros de agua existentes en la franja de profundidad de raíces, se utiliza la siguiente ecuación:

Milímetros de agua = % de humedad por volumen * profundidad de raíces en mm)

$$\text{mm H}_2\text{O} = \% \text{ HV} * P_{\text{rof-raíces}} \quad (228)$$

Cuando ocurre la precipitación, el agua que infiltra y se acumula en los poros del suelo, para llevarlo a capacidad de campo, que es la máxima acumulación de agua que puede retener un suelo no saturado en contra de la fuerza de la gravedad. Luego, una vez terminado el aguacero, se lleva a cabo la evapotranspiración, tomando las raíces el agua que se encuentra en los poros del suelo. Si la cantidad de infiltración de la lluvia es suficiente para llevar al suelo a capacidad de campo y llenar la necesidad de evapotranspiración, el sobrante del agua que infiltra, percola y recargar los acuíferos subterráneos.

Al siguiente coeficiente, lo designaremos coeficiente de humedad (Ch):

$$Ch = (\text{humedad de suelo} - \text{punto marchitez}) / (\text{capacidad de campo} - \text{punto de marchitez})$$

$$Ch = (HS - PMP) / (CC - PMP) \quad (229)$$

Donde:

HS (%) = Humedad del suelo actual

CC (%) = Capacidad de campo

PMP (%) = Punto de marchitez permanente

Al iniciar un mes cualquiera, el suelo tendrá una humedad inicial (HSi). Si no existiese evapotranspiración (como cuando está lloviendo), la precipitación que infiltra (Pi) vendría a aumentar la humedad en el suelo, teniendo una mayor disponibilidad de agua para una mayor evapotranspiración. Si no consideramos la evapotranspiración, el coeficiente de humedad, al final del mes, sería (C1):

$$C1 = (HSi + Pi - PMP) / (CC - PMP) \quad (230)$$

Donde:

C1 = Coeficiente de humedad al final del mes antes de que ocurra la evapotranspiración

Hsi = Humedad al inicio del mes, humedad de suelo inicial en (mm)

PMP = Punto de marchitez permanente (mm)

Pi = Precipitación que infiltra en (mm/mes)

CC = Capacidad de campo en (mm)

Si consideramos que ocurre la evapotranspiración una vez terminada la

precipitación y ocurrida la infiltración, el coeficiente de humedad, al final del mes sería:

$$C2 = (HSi + Pi - PMP - Etr1) / (CC - PMP) \quad (231)$$

Donde:

$$Etr1 = C1 * Eto \quad (232)$$

Entonces sustituyendo tenemos:

$$C2 = [HSi - PMP + Pi - (C1 * Eto)] / (CC - PMP) \quad (233)$$

Donde:

C2 = Coeficiente de humedad al final del mes después de que ocurra la evapotranspiración

C1 = Coeficiente de humedad al final del mes antes de que ocurra la evapotranspiración

Etr1 = Evapotranspiración potencial real (mm/mes), considera la humedad correspondiente al coeficiente C1 Eto = Evapotranspiración potencial (mm/mes) calculada por los métodos anteriores

El valor de C1 corresponde al coeficiente de humedad máximo, ya que considera la humedad del suelo al inicio del mes, más la infiltración de la lluvia, sin ocurrir la evapotranspiración. El valor de C2, corresponde al coeficiente de humedad mínimo ya que está calculado considerando la humedad del suelo anterior, restándole la evapotranspiración mensual estimada con el coeficiente de humedad máximo C1. Por lo tanto, el coeficiente C2 se aproxima al coeficiente de humedad al final del mes.

Como la infiltración y la evapotranspiración ocurre durante el mes, se estima que el coeficiente de humedad del mes

corresponde al promedio de C1 y C2: $(C1+C2)/2$; esto quiere decir que la evapotranspiración potencial real ocurrida en un mes dado es:

$$EtoR \text{ (mm/mes)} = [(C1 + C2) / 2] * Eto \quad (234)$$

Donde:

EtoR= Evapotranspiración real tentativa promedio, en una zona, ocurrida durante el mes (mm/mes)

C1 = Coeficiente de humedad máximo, sin considerar la evapotranspiración.

C2 = Coeficiente de humedad mínimo considerando evapotranspiración calculada con C1.

Eto = Evapotranspiración potencial (mm/mes)

Ninguno de los coeficientes de humedad, C1 y C2, pueden ser superiores a 1, ni menores a 0. En caso que C1 o C2, sea mayor de 1, se tomará igual a 1. Si C1 o C2 son negativos se tomarán con valor de 0.

Definiremos como humedad disponible (HD), aquella humedad que pueden tomar las raíces de las plantas, para poder evapotranspirar. La humedad disponible está dada por la siguiente ecuación:

$$HD \text{ (mm/mes)} = HSi + Pi - PMP \quad (235)$$

Donde:

HD = Humedad disponible (mm/mes)

Hsi = Humedad de suelo inicial (al inicio del mes) (mm)

Pi = Precipitación que infiltra (mm/mes)

PMP = Punto de marchitez (mm)

Si la humedad disponible es menor que la EtoR la planta no podrá evapotranspirar dicha cantidad, sino que evapotranspirará únicamente la humedad disponible, debido a que no hay suficiente humedad para evapotranspirar la cantidad de agua indicada en la ecuación:

$$HD \text{ (mm/mes)} = HSi + Pi - PM \quad (235)$$

Sin embargo, si la humedad disponible (HD) es mayor que la cantidad de agua indicada en la ecuación, la planta evapotranspirará la cantidad expresada en dicha ecuación. Por lo tanto la evapotranspiración real será:

Ecuación para el cálculo de evapotranspiración real (Etr)

$$Etr \text{ (mm/mes)} = [(C1 + C2) / 2] * Eto$$

Si $[(C1 + C2) / 2] * Eto$ es menor o igual a HD, (236)

Etr (mm/mes) = HD Si $[(C1 + C2) / 2] * Eto$ es mayor que HD, (237)

Donde:

Etr = Evapotranspiración real promedio de la zona, ocurrida durante el mes (mm/mes)

C1 = Coeficiente de humedad máximo, sin considerar la evapotranspiración (adimensional)

C2 = Coeficiente de humedad mínimo considerando evapotranspiración calculada con C1, (adimensional)

Eto = Evapotranspiración potencial (mm/mes)

HD = Humedad disponible (mm/mes)

Para poder realizar el cálculo de la percolación hacia los acuíferos profundos, se requiere conocer la humedad del suelo al final del mes que corresponde a la humedad de suelo final (Hsf), la cual no puede ser mayor que la capacidad de campo y se obtiene con la siguiente ecuación:

Ecuación para el cálculo de HSf

HSf = HD + PMP - Etr Si (HD + PM - Etr) es menor que la capacidad de campo, (238)

HSf = CC Si (HD + PMP - Etr) es mayor o igual que la capacidad de campo, debido a que la HSf en ningún momento puede ser mayor a la CC. (239)

Donde:

HSf = Humedad del suelo final (al final de mes) (mm)

HD = Humedad disponible (mm/mes)

PMP = Punto de marchitez permanente (mm)

Etr = Evapotranspiración real (mm/mes)

CC = Capacidad de campo (mm)

Además es necesario la humedad de suelo al inicio del mes, o humedad inicial (HSi). La humedad inicial de un mes dado es la siguiente:

HSi = Es igual a la humedad de suelo final (HSf) del mes anterior (240)

Donde:

HSi = Humedad del suelo inicial (inicio de mes)(mm)

HSf = Humedad del suelo final (final de mes) (mm)

EJEMPLOS DE CÁLCULO DE HUMEDAD VOLUMÉTRICA Y LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY Y LOSILLA

Ejemplo 1

Un suelo tiene una capacidad de campo de 8% por peso de suelo seco, y una densidad aparente de suelo seco de 1.4g/cm³ (Cuadro 63), determine la capacidad de campo en porcentaje por volumen.

% de capacidad de campo por volumen = 8 % * 1.4g/cm³

% de capacidad de campo por volumen = 11.2% (227)

La planta hará uso de la humedad del suelo, en una franja igual a la profundidad de raíces.

Ejemplo 2

Un suelo tiene una humedad de 10% por volumen (ecuación 227), la profundidad de raíces es de 1.5 m (Cuadro 64 y anexo 2). Determine los milímetros de agua correspondientes a dicha humedad.

Milímetros de agua = % de humedad por volumen * profundidad de raíces en mm)

Milímetros de agua = 0.10 * 1.5 * 1000 = 150 mm

Ejemplo 3

Determine la evapotranspiración real, correspondiente al mes de junio, conociendo que la capacidad de campo (CC) es 146 mm, el punto de marchitez permanente (PMP) es

de 94.9 mm, la humedad inicial (HSi) es de 104.91 mm; la precipitación que infiltra en el mes de junio (Pi) es de 83.25 mm/mes y la evapotranspiración potencial (Eto) es 159.26 mm/mes.

$$C1 = (HSi - PM + Pi) / (CC - PM) \quad (230)$$

$$C1 = (104.91 - 94.9 + 83.25) / (146 - 94.6)$$

$$C1 = 1.81$$

Al ser $C1 > 1$ se toma $C1 = 1$

$$C2 = [HSi - PM + Pi - (C1 * Eto)] / (CC - PM)$$

ecuaciones 231, 232 y 233

$$C2 = [104.91 - 94.9 + 83.25 - (1 * 159.26)] / (146 - 94.6)$$

$$C2 = -1.28$$

Al ser $C2 < 0$ se toma $C2 = 0$

Sustituyendo en la ecuación 235

$$HD = HSi + Pi - PM \text{ (mm/mes)}$$

$$HD = 104.91 + 83.25 - 94.9$$

$$HD = 93.26 \text{ mm/mes}$$

$$EtoR = [(C1 + C2) / 2] * Eto \text{ (ecuaciones 236 y 237)}$$

$$EtoR = [(1 + 0) / 2] * 159.26$$

$$EtoR = 79.63 \text{ mm/mes}$$

La HD es mayor que 79.63 mm/mes entonces $Etr = 79.63 \text{ mm/mes}$ de las ecuaciones 236 y 237.

Ejemplo 4

Determine la evapotranspiración real, correspondiente al mes de agosto, sabiendo

que la capacidad de campo (CC) es 146 mm, el punto de marchitez (PM) es 94.9 mm, la humedad inicial (HSi) es 94.9 mm, la precipitación que infiltra (Pi) es 184.54 mm/mes y la evapotranspiración potencial (Eto) es 163.97 mm/mes.

$$C1 = (HSi - PM + Pi) / (CC - PM) \quad (230)$$

$$C1 = (94.9 - 94.9 + 184.54) / (146 - 94.9)$$

$$C1 = 3.61$$

Al ser $C1 > 1$ se toma $C1 = 1$

$$C2 = [HSi - PM + Pi - (C1 * Eto)] / (CC - PM)$$

(ecuaciones 231, 232 y 233)

$$C2 = [94.9 - 94.9 + 184.54 - (1 * 163.97)] / (146 - 94.6)$$

$$C2 = 0.40$$

Se toma $C2 = 0.40$

Sustituyendo en la ecuación 235

$$HD = 94.9 + 184.54 - 94.9$$

$$HD = 184.54 \text{ mm/mes}$$

Sustituyendo en la ecuación 234

$$EtoR = [(1 + 0.40) / 2] * 163.97$$

$$EtoR = 114.78 \text{ mm/mes}$$

La HD es mayor que la EtoR, entonces según las ecuaciones 236 y 237

$$Etr = 114.78 \text{ mm/mes.}$$

Ejemplo 5

Determine la evapotranspiración real, correspondiente al mes de julio, sabiendo que la capacidad de campo (CC) es de 146mm, el punto de marchitez (PM) es de 94.9mm,

la humedad inicial (HSi) es de 108.52mm, la precipitación que infiltra (Pi) es de 15.91mm/mes y la evapotranspiración potencial (Eto) es de 161.85mm/mes.

$$C1 = (HSi - PM + Pi) / (CC - PM) \quad (230)$$

$$C1 = (108.52 - 94.9 + 15.91) / (146 - 94.6)$$

$$C1 = 0.576$$

Al ser $C1 < 1$ y $C1 > 0$ se toma

$$C1 = 0.576$$

$$C2 = [HSi - PM + Pi - (C1 * Eto)] / (CC - PM)$$

ecuaciones 231, 232 y 233

$$C2 = [108.52 - 94.9 + 15.91 - (0.576 * 161.85)] / (146 - 94.6)$$

$$C2 = -1.24$$

Se toma $C2 = 0$

Sustituyendo en la ecuación 235

$$HD \text{ (mm/mes)} = 108.52 + 15.91 - 94.9$$

$$HD = 29.53 \text{ mm/mes}$$

$$EtoR = [(C1 + C2) / 2] * ETO \quad (234)$$

$$EtoR = [(0.576 + 0) / 2] * 161.85 = 46.61 \text{ mm/mes.}$$

La HD es menor que 46.61 mm/mes entonces
 $Etr = 29.53 \text{ mm/mes}$ ecuaciones 236 y 237

CÁLCULO DE PERCOLACIÓN POTENCIAL

La percolación a los acuíferos se lleva a cabo, si la cantidad de agua que infiltra es suficiente para llevar al suelo a capacidad de campo y además satisfacer la evapotranspiración de las plantas. El agua sobrante, es la que percola, la que se calcula con la siguiente ecuación.

$$Rp = Pi + HSi - HSf - Etr \quad (241)$$

Donde:

Rp = Recarga potencial mensual en mm/mes

Pi = Precipitación que infiltra en mm/mes

HSi = Humedad del suelo inicial (inicio de mes)[mm]

HSf = Humedad del suelo al final del mes en mm

Etr = Evapotranspiración real en mm/mes

CUADRO 65. COEFICIENTES PARA CÁLCULO DE LA LLUVIA EFECTIVA POR EL MÉTODO DE EEA MANFREDI

Precipitación Diaria	Coeficientes	Lluvia Efectiva
15 mm o <	1.00	15 mm
15 a 30 mm	0.85	13 a 26 mm
30 a 60 mm	0.70	21 a 42 mm
60 mm o >	0.55	33 mm

Ejemplo 1

En el mes de julio la precipitación que infiltra (P_i) es de 15.91 mm/mes, la humedad de suelo al inicio de julio (H_{si}) es de 108.52 mm, la humedad disponible (HD) es de 29.53 mm/mes, el punto de marchitez permanente (PMP) es de 94.9 mm, la evapotranspiración real (E_{tr}) es de 29.53 mm/mes y la capacidad de campo (CC) es de 146mm. Determine la percolación potencial en el mes de julio.

$$R_p = P_i + H_{si} - H_{sf} - E_{tr} \quad (241)$$

$$H_{sf} = HD + PMP - E_{tr} \text{ si } (HD + PM - E_{tr}) < CC$$

$$H_{sf} = CC \text{ si es } > CC \quad (\text{ecuaciones 238 y 239})$$

$$HD + PMP - E_{tr} = 29.53 + 94.9 - 29.53 \quad HD + PMP - E_{tr} = 94.9 \text{ mm}$$

$HD + PMP - E_{tr}$ no es mayor a la capacidad de campo entonces $H_{sf} = 94.9 \text{ mm}$

$$R_p = P_i + H_{si} - H_{sf} - E_{tr}$$

$$R_p = 15.91 + 108.52 - 94.9 - 29.53$$

$$R_p = 0 \text{ mm/mes}$$

Ejemplo 2

A continuación se dan los datos de la precipitación que infiltra mensualmente (P_i) y los valores de la evapotranspiración potencial (E_{to}). Determine el mes a seleccionar con una humedad inicial igual a la capacidad de campo.

Dato Ene Feb Mar Abr May Jun Jul Ago Sep Oct Nov Dic

P_i (mm) 0, 0 0, 0 0, 0 0,0 101 83 16 185 152 192 41 0,0

E_{to} (mm) 123 160 197 197 182 159 162 164 135 126

El mes más recomendable a seleccionar es noviembre debido a que en septiembre y octubre la P_i (mm) $>$ E_{to} (mm).

OTROS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA

MÉTODO DE EEA MANFREDI PARA ESTIMAR PRECIPITACIÓN EFECTIVA

Según información obtenida en la EEA Manfredi, en los suelos más representativos y sistemas de labranza reducida, se puede calcular la lluvia efectiva en función de la lluvia caída y según la intensidad de las mismas, aplicando los siguientes coeficientes:

Se considera como lluvia efectiva, la realmente infiltrada en el suelo.

MÉTODO DEL NÚMERO DE CURVA DEL SERVICIO DE CONSERVACIÓN DE SUELOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA

Propuso un método que permite estimar la precipitación que produce escorrentía (P_e) a partir de la precipitación total y las características de la cuenca. El método de abstracciones de la Soil Conservation Service (SCS), también conocido como número de curva de escorrentía CN, fue desarrollado para el cálculo de las abstracciones de una tormenta. En este método, la precipitación de escorrentía P_e está en función de la precipitación total P y de un parámetro de abstracción referido al número de curva o CN, cuyos valores fluctúan entre 1 y 100. La ecuación que permite calcular la precipitación de escurrimiento se basa en una hipótesis que relaciona dos cantidades reales y dos cantidades potenciales. A continuación se muestra las ecuaciones 242, 243 y 244 expresada en términos del número de curva y de la precipitación total:

$$P_e = \frac{R \left[N \left(\frac{P}{R} + 2 \right) - 200 \right]^2}{N \left[N \left(\frac{P}{R} - 8 \right) + 800 \right]} \quad (242)$$

$$P \geq R \times \left(\frac{200}{N} - 2 \right) \quad (243)$$

Donde:

P = Precipitación (cm)

Pe = Precipitación escurrida (cm)

R = 2.54 (coeficiente adimensional)

De esta manera, la precipitación que infiltra (despreciando la evapotranspiración) se expresa en la siguiente ecuación:

$$P_i = P - P_e - R_{et} \quad (244)$$

Donde:

P_i = precipitación infiltrada (mm)

P = precipitación (mm)

P_e = precipitación escurrida (mm)

R_{et} = Retención del follaje (mm)

Para estimar el número de curva se necesita utilizar la siguiente información con el siguiente procedimiento:

- 1- Se define el grupo hidrológico en que se encuentra el suelo sea esta A, B, C o D con base a la descripción o con base en los valores de infiltración (Cuadro 66).
- 2- Se define la condición hidrológica con base a la cobertura vegetal (Cuadro 67)
- 3- Se define el tipo de cobertura vegetal conforme la administración o utilización de la finca
- 4- Se escoge con base a los tres puntos anteriores el valor del número de curva (Cuadro 68) para la condición presedente de humedad II
- 5- Se define la condición de humedad presedente real del suelo (Cuadro 69)
- 6- El valor del número de curva se corrige según la condición presedente de humedad si es diferente de la II (Cuadro 70).

MÉTODO DE HUMEDAD APROVECHABLE DEL SERVICIO DE CONSERVACIÓN DE SUELOS PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA

Para calcular la Precipitación efectiva se utiliza la ecuación:

$$P_{ef} = f(HTA) * (1.25 * P^{0.824} - 2.93) * 10^{0.000955 * E_{to}} \quad (245)$$

Donde:

P_{ef} = precipitación efectiva (mm)

P = precipitación media mensual (mm)

E_{to} = evapotranspiración potencial mensual (mm/mes)

f(HTA) se calcula con la siguiente ecuación:

$$f(HTA) = 0.53 + 0.0116 * HTA - 8.94 * 10^{-5} * HTA^2 + 2.32 * 10^{-7} * HTA^3 \quad (246)$$

HTA = Humedad total aprovechable (mm)

El concepto de humedad aprovechable es conocido en la literatura como humedad o agua útil, humedad total utilizable, reserva útil, etc. Físicamente se expresa con la ecuación:

$$HTA = HV_{cc} - HV_{pmp} \text{ Si el suelo está seco} \quad (247)$$

$$HTA = HV_{cc} - HV_{act} \text{ Si el suelo tiene algún grado de humedad mayor al punto de marchitez permanente y menor a capacidad de campo.} \quad (248)$$

Donde:

HTA = humedad total aprovechable (cm³/cm³)

HV_{cc} = contenido de humedad volumétrica a capacidad de campo (cm³/cm³)

HV_{pmp} = contenido de humedad volumétrica a punto de marchitamiento permanente (cm³/cm³)

HV_{act} = contenido de humedad volumétrica actual (cm³/cm³)

PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE BROUWER Y HEIBLOEM

La precipitación efectiva es aquella fracción de la precipitación total que es aprovechada por las plantas. Depende de múltiples factores como pueden ser la intensidad de la precipitación o la aridez del clima, y también de otros como la inclinación del terreno, contenido en humedad del suelo o velocidad de infiltración.

Como primera aproximación, Brouwer y Heibloem, proponen las siguientes ecuaciones para su aplicación en áreas con pendientes inferiores al 5 %. Así en función de la precipitación caída durante el mes tenemos:

$$P_{ef} = 0.8 P - 25 \text{ Si: } P > 75\text{mm/mes} \quad (249)$$

$$P_{ef} = 0.6 P - 10 \text{ Si: } P < 75\text{mm/mes} \quad (250)$$

Donde:

P = precipitación mensual (mm/mes)

P_{ef} = precipitación efectiva (mm/mes)

En climas secos las lluvias inferiores a 5 mm no añaden humedad a la reserva del suelo. Así, si la precipitación es inferior a 5 mm se considera una precipitación efectiva nula. Por otro lado, sólo un 75% de la lluvia sobre los 5 mm se puede considerar efectiva. Se puede usar la expresión:

$$P_{ef} = 0.75 * (\text{lluvia caída} - 5 \text{ mm}) \quad (251)$$

EN CLIMAS HÚMEDOS:

En climas húmedos o en situaciones, o períodos del año en los que llueve de continuo durante varios días, la precipitación efectiva se obtiene sumando todos los volúmenes de precipitación, salvo cuando en un día llueve menos de 3 mm

CUADRO 67. CLASIFICACIÓN DE LA CONDICIÓN HIDROLÓGICA DEL SUELO

Cobertura vegetal	Condicion hidrológica
>75% del area	buena
entre 50%y 75% de area	regular
< 50% del area	pobre

CUADRO 66. DESCRIPCIÓN DEL GRUPO HIDROLÓGICO DEL SUELO

Grupo de suelo	Descripcion	Razón final de infiltración (mm/h)
A	Potencial mínimo de escurrimiento. Incluye arenas profundas con muy poco limo y arcilla y también rápidamente permeables.	8-12
B	Potencial de escurrimiento moderadamente bajo. La mayor parte son suelos arenosos menos profundos que A, loess menos profundos o menos agregados que en A, pero el grupo como un todo tiene infiltración arriba del promedio después de una humectación completa.	4-8
C	Potencial de escurrimiento moderadamente alto. Comprende suelos poco profundos y suelos que contienen gran cantidad de coloides y arcilla, aunque en menor grado que en los del grupo D. La infiltración en este grupo es inferior al promedio después de la pre saturación.	1-4
D	Potencial de escurrimiento máximo. Incluye principalmente arcillas con un porcentaje alto de hinchazón, pero también algunos suelos someros con subhorizontes casi impermeables cerca de la superficie.	0-1

CUADRO 68. NÚMERO DE CURVA PARA CONDICIÓN II DE PRECEDENTE DE HUMEDAD

Cubierta de suelo			Numero de curvas correspondientes a los			
Clase	Laboreo	Condiciones Hidrológicas para la infiltración	A	B	C	D
Barbecho			77	86	91	94
Cultivos alineados	R	pobres	72	81	88	91
	R	buenas	67	78	85	89
	C	pobres	70	79	84	88
	C	buenas	65	75	82	86
	C-T	pobres	66	74	80	82
	C-T	buenas	62	71	78	81
Cultivos no alineados o con surcos pequeños o maldefinidos	R	pobres	65	76	84	88
	R	buenas	63	75	83	87
	C	pobres	63	74	82	85
	C	buenas	61	73	81	84
	C-T	pobres	61	72	80	82
	C-T	buenas	59	71	79	81
Cultivos densos de leguminosas o prados en alternativa	R	pobres	66	77	84	88
	R	buenas	58	72	81	85
	C	pobres	64	75	83	85
	C	buenas	55	69	78	83
	C-T	pobres	63	73	80	83
	C-T	buenas	51	67	76	80
Pastizales (pastos naturales)	—	pobres	68	79	86	89
	—	regulares	49	69	79	84
	—	buenas	39	61	74	80
	C	pobres	47	67	81	88
	C	regulares	25	59	75	83
	C	buenas	6	35	70	79
Prados permanentes Montes con pastos (ganadero-forestal)	—	—	30	58	71	78
	—	pobres	45	66	77	83
	—	regulares	36	60	73	79
	—	buenas	25	55	70	77
	—					

CUADRO 69. CONDICIÓN PRESEDENTE DE HUMEDAD

Lluvia total caída durante los cinco días anteriores		
Condicion	Periodo humedo	Periodo seco
I	Menos de 12.5mm	Menos de 35.5mm
II	De 12.5 a 28mm	De 35.5 a 53mm
II	Mas de 28mm	Mas de 53mm

CUADRO 70. CORRECCIÓN DE LA CONDICIÓN PRESEDENTE DE HUMEDAD

Conversión del número de curvas de la condición II a las condiciones I y II		
Numero de curvas en la condición	Numero de curvas correspondiente a las condiciones	
II	I	III
100	100	100
95	87	99
90	78	98
85	70	97
80	63	94
75	57	91
70	51	87
65	45	83
60	40	79
55	35	75
50	31	70
45	27	65
40	23	60
35	19	55
30	15	50
25	12	45
20	9	39
15	7	33
10	4	26
5	2	17
0	0	0

PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE PRESCOTT Y ANDERSON

$$P_{mc} = 0.9 * E_{v_{0.75}} \quad (252)$$

Donde:

P_{mc} es la precipitación media calculada (cm)

E_v es la evaporación medida en el tanque evaporímetro tipo A (cm)

$$\text{Si } P_{mc} > P_m \text{ entonces } P_{ef} = 0 \quad (253)$$

$$\text{Si } P_{mc} < P_m \text{ entonces } P_{ef} = 0.8 P_{mc} \quad (254)$$

Donde:

P_{ef} = Precipitación efectiva (cm)

P_m = precipitación media mensual (cm)

PRECIPITACIÓN EFECTIVA DE ZIEROLD Y PALACIOS

$$P_{ef} = P_t - [0.05 * (P_t)^2] \text{ para lluvias menores de } 2.5\text{cm} \quad (255)$$

$$P_{ef} = 1.27 * P_t^{0.75} - 0.806 * P_t^{1.5} \text{ para lluvias mayores de } 2.5 \text{ cm} \quad (256)$$

P_{ef} = precipitación efectiva (mm)

P_t = precipitación observada o medida (mm)

PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DE LA PRECIPITACIÓN FIABLE DE LA FAO

$$P_{ef} = 0.6 P - 10 \text{ para } P \leq 70 \text{ mm/período} \quad (257)$$

$$P_{ef} = 0.8 P - 24 \text{ para } P > 70 \text{ mm/período} \quad (258)$$

Donde:

P_{ef} = precipitación efectiva (mm)

P es la precipitación media mensual (mm)

PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DEL BURCAU OF RECLAMATION DE EE-UU

Se utilizan las ecuaciones siguientes:

$$P_{ef} = P * [(125 - 0.2 * P) / 125] \text{ si } P < 250 \text{ mm} \quad (259)$$

$$P_{ef} = 125 + 0.1 * P \text{ si } P > 250 \text{ mm} \quad (260)$$

Donde:

P_{ef} = precipitación efectiva (mm)

P = precipitación mensual (mm)

PRECIPITACIÓN EFECTIVA POR EL MÉTODO DE PORCENTAJE FIJO DE PRECIPITACIÓN

$$P_{ef} = k * P \quad (261)$$

P_{ef} = precipitación efectiva (mm)

k =Fracción fija (0-100%) establecida según la precipitación media mensual (Figura 151)

DÉFICIT DE CAPACIDAD DE CAMPO Y NECESIDADES DE RIEGO

El déficit de capacidad de campo (DCC), es la humedad en mm que falta, para que la humedad del suelo, alcance la capacidad de campo. Este déficit se refiere al final del mes.

P = Precipitación media mensual (mm)

$$DCC = CC - HSf \quad (262)$$

Donde:

DCC = Déficit de capacidad de campo, al final del mes (mm)

CC = Capacidad de campo en (mm)

HSf = Humedad del suelo al final del mes (mm)

La necesidad de riego (NR):

CUADRO 71. TIPOS DE SUELO Y PROFUNDIDAD RADICULAR PARA DEFINIR LA CAPACIDAD MÁXIMA DE RETENCIÓN DE HUMEDAD EN EL SUELO

	Cultivos raíces someras		Cultivos raíces profundas		Árboles frutales	
	Prof. Rad. (m)	CMR	Prof. Rad. (m)	CMR	Prof. Rad. (m)	CMR
Arenoso fina	0.5	50	1.0	100	1.50	150
Franco Arenoso	0.5	75	1.0	150	1.67	250
Franco limoso	0.6	125	1.0	250	1.50	300
Franco arcilloso	0.4	100	1.0	250	1.00	250
Arcilloso	0.25	75	0.75	200	0.67	200

CUADRO 72. BALANCE HÍDRICO POR EL MÉTODO DE THORNTHWAITE

Mes	P	Eto	P-Eto	Negativo	Reserva	Alteracion	Etr	Deficit	Exceso
	(mm)	(mm)	(mm)	acumulado	(tabla o almacenaje)		real		
Enero	a1	a2	a3	a4	a5	a6	a7	a8	a9
	264	128	136	0	100	0	128	0	136
Febrero	b1	b2	b3	b4	b5	b6	b7	b8	b9
	293	97	196	0	100	0	97	0	196
Marzo	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8	c9
	96	116	-20	-20	81	19	115	1	0
Abril	d1	d2	d3	d4	d5	d6	d7	d8	d9
	83	79	4	-16	85	4	79	0	0
Mayo	e1	e2	e3	e4	e5	e6	e7	e8	e9
	75	67	8	-7	93	8	67	0	0
Junio	f1	f2	f3	f4	f5	f6	f7	f8	f9
	40	59	-19	-26	77	-16	56	3	0
Julio	g1	g2	g3	g4	g5	g6	g7	g8	g9
	10	67	-57	-83	43	-34	44	23	0
Agosto	h1	h2	h3	h4	h5	h6	h7	h8	h9
	99	81	18	-48	61	18	81	0	0
Septiembre	i1	i2	i3	i4	i5	i6	i7	i8	i9
	91	81	10	-33	71	10	81	0	18
Octubre	j1	j2	j3	j4	j5	j6	j7	j8	j9
	84	126	-42	-75	46	-25	109	17	0
Noviembre	k1	k2	k3	k4	k5	k6	k7	k8	k9
	84	133	-49	-124	28	-18	102	31	0
Diciembre	m1	m2	m3	m4	m5	m6	m7	m8	m9
	139	140	-1	-125	28	0	139	1	0

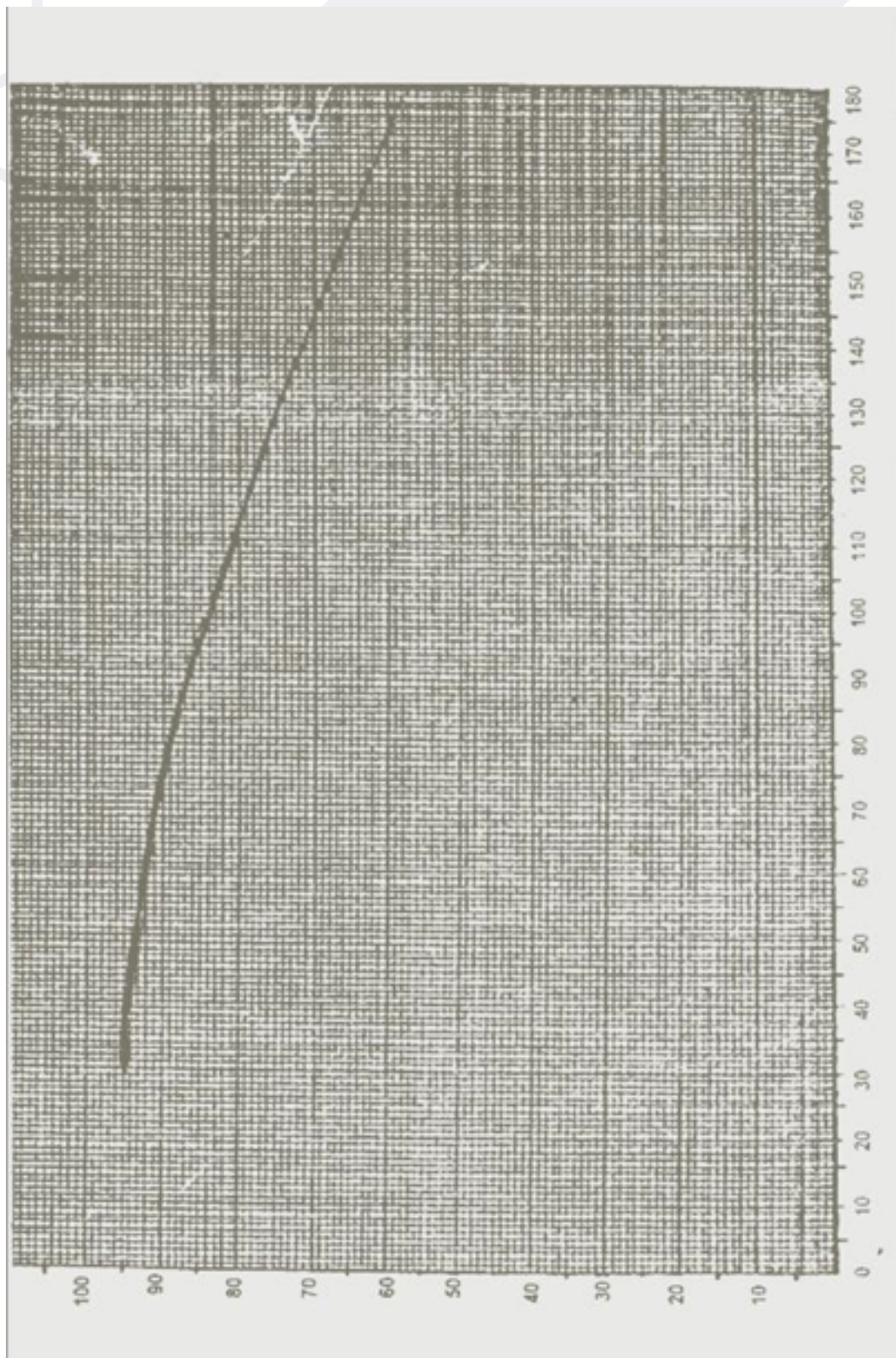


FIGURA 151. FRACCIÓN FIJA K EN TÉRMINOS DE PORCENTAJE PARA EL CÁLCULO DE LA PRECIPITACIÓN EFECTIVA SEGÚN LA PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL

Se refiere a la cantidad de agua, mediante riego, que habría que agregar al suelo durante el mes, para mantenerlo siempre a capacidad de campo. De tal forma que la planta pueda evapotranspirar sin necesidad de cerrar estomas. Esta es la humedad ideal, para obtener la máxima producción de un cultivo. Como se mencionó anteriormente, la evapotranspiración promedio de una zona aleatoria en una cuenca, se asume con un valor igual al de la evapotranspiración potencial. La necesidad de riego, se estima con la siguiente ecuación:

$$NR = DCC - Etr + Eto \quad (263)$$

Donde:

NR = Necesidad de riego mensual (mm/mes)

DDC = Déficit de capacidad de campo, al final del mes (mm)

Etr = Evapotranspiración real (mm/mes)

Eto = Evapotranspiración potencial (mm/mes)

ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

La escorrentía superficial generada por la lluvia mensual, corresponde a la precipitación mensual menos la retención de lluvia en el follaje menos la infiltración. La escorrentía mensual se calcula con la siguiente ecuación:

$$ESC = P - Ret - Pi \quad (264)$$

ESC = Escorrentía superficial (mm/mes)

P = Precipitación (mm/mes)

Ret = Retención de lluvia mensual por follaje (mm/mes)

Pi = Precipitación que infiltra mensualmente al suelo en (mm/mes)

BALANCE HÍDRICO DE THORNTHWAITTE

Partiendo del conocimiento de las precipitaciones medias mensuales y de la evapotranspiración potencial media mensual, podemos determinar el balance climático del agua en el suelo a lo largo del año.

El conocimiento del balance hídrico da una aproximación de las disponibilidades de agua en un lugar o región. También permite conocer las deficiencias y excesos de agua y es de aplicación para las clasificaciones climáticas, para definir la hidrología de una zona y para la planificación hidráulica. En el balance de agua de 1948 Thornthwaite considera que todos los suelos hasta 1 metro de profundidad, tienen la capacidad de almacenar, como máximo, 100mm de agua útil. En el balance del año 1955, Thornthwaite no considera a todos los suelos iguales ni toma como exclusiva la profundidad de 1 metro, sino que considera:

TIPO DE SUELO PROFUNDIDAD RADICULAR

Por lo tanto para determinar la capacidad de almacenaje de agua de los suelos, en el método del 1955, se recurre a una fórmula que estima capacidad máxima de retención de agua del suelo que es la siguiente:

$$\text{CMR (mm)} = \text{DA} \times \text{HE} \times h \times 0.1 \quad (265)$$

Donde:

CMR = capacidad máxima de retención de agua del suelo (mm)

DA= Densidad aparente (gr/cm³)

HE= humedad equivalente (cm³/gr)

h= altura de cada horizonte (cm)

0.1= factor de conversión (mm/cm)

Humedad equivalente: es la máxima cantidad de agua retenida por el suelo después de drenar el agua gravitacional cuando el suelo se somete a una fuerza centrífuga de 1000 veces el valor de la aceleración de la gravedad durante 30 minutos.

Del cálculo de la fórmula pueden resultar valores desde 25mm hasta 400mm. Los valores bajos serán para suelos arenosos o poco profundos y cultivos de desarrollo radicular superficial, y los valores más altos para suelos más profundos y cultivos con un gran desarrollo radicular. Para facilitar el cálculo del balance hidrológico según el modelo 1955, Thornthwaite desarrolló una serie de tablas que van desde 25, 50 (anexos), 75 (anexos), 100 (cuadro 73), 125 (anexos), 150 (anexos), 200, 250, 300, 350 y 400 mm (anexos). Se elige la tabla apropiada en base a la máxima capacidad de retención de agua calculada para el suelo considerado.

Los pasos para construir el cuadro del balance hídrico de Thornthwaite son los siguientes (se debe de observar el cuadro del balance hídrico conforme se lee el procedimiento de construcción para identificar los valores con la identificación de la casilla):

- 1- Columna de la precipitación= P(mm): normalmente se refiere a precipitación mensual
- 2- Columna de Evapotranspiración potencial= Eto(mm): se refiere a la evapotranspiración mensual
- 3- Columna diferencial= P-Eto: consiste en la diferencia entre la precipitación menos la evapotranspiración potencial (a₁-a₂, b₁-b₂...i₁-i₂)
- 4- Columna del Negativo acumulado: se refiere a la acumulación de los déficit o superhabit de agua. Para el caso de cuando es déficit (cuando la Eto > P) se presenta cuando la columna P-Eto muestra valores negativos, éstos pasan directos a la columna "Negativo acumulado", adicionándoseles al negativo acumulado anterior. Por ejemplo, el mes de junio en la columna diferencial P-Eto tiene el valor -19 (f₃) y se le agrega -7 (e₄) que se encuentra en el mes anterior de la columna negativo acumulado para un total de 26 para

el mes de junio del negativo acumulado. Cuando la columna diferencial P-Eto es positiva, el dato que entra en la columna negativo acumulado puede tener dos opciones: a) Si P-Eto da valores altos positivos que provienen de los meses de mayor cantidad de lluvia (como ejemplo enero "a3" y febrero "b3") el valor de la columna negativo acumulado es cero (a4 y b4)(porque no se presenta déficit) b) Si P-Eto da valores positivos pero no tan altos se le suma a la columna del negativo acumulado del mes anterior para obtener el resultado del negativo acumulado del mes actual. Como ejemplo en abril P-Eto = 4mm (d3), el cual se le suma al negativo acumulado del mes anterior (marzo) que es - 20mm (c4) para obtener el negativo acumulado del mes de abril con un acumulado de 16mm (d4)(4mm + -20mm = - 16mm).

Además para calcular el valor de la columna del negativo acumulado observar el punto "5-c" que se describe adelante.

- 5- Columna de Reserva (tabla de almacenaje o almacenaje): Para realizar los cálculos en esta columna se utilizan las tablas de C. W. Thornthwaite que se refieren a la capacidad máxima de almacenaje de agua en el suelo de las cuales existen como se mencionó anteriormente para 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 350 y 400mm.

Para este ejemplo en concreto se utiliza el cuadro 73 que muestra los valores para un almacenaje máximo del suelo de 100mm de agua.

Para esta columna tenemos tres casos para su análisis:

- a) Si el valor en la columna del acumulado negativo es cero, la reserva debe ser 100mm o bien el dato que asegura la capacidad máxima de almacenaje de agua del suelo (capacidad de campo), para lo cual se espera que esto se de en los meses de finalización del invierno donde el terreno está a capacidad de campo por la precipitación (es precisamente donde se inicia este cuadro de balance hídrico según Thornthwaite).
- b) Cuando el dato de la columna diferencial P-Eto es negativo, se busca en la tabla para un almacenaje máximo de 100mm (PE), el valor de la columna negativo acumulado; el cual nos dará la reserva calculada o el almacenaje del mes en ese suelo. Por ejemplo, en el mes de julio, P-Eto = -57 (g3), el valor de la columna del negativo acumulado es de -83 (g4) y con este valor se busca en la tabla (en el PE) y se encuentra el valor de 43mm (g5) de agua almacenada en el suelo.
- c) Si el dato de la columna diferencial P-Eto es positivo, entonces se contabiliza como reserva la suma del valor de reserva del mes anterior más el dato de (P-Eto) (positivo) que nos daría el valor de la columna de reserva del mes; luego con este resultado se ingresa en la tabla dentro de los valores tabulados y se encuentra el valor de PE que sería el valor del negativo acumulado del mes. Por ejemplo, en el mes de mayo la columna de P-Eto = 8 (e3), el valor de la columna de reserva del mes anterior (abril) = 85 (d4); la suma de los dos anteriores = $8+85$ (e3 + d4)= 93 (e5) que es el valor de la columna reserva del mes de mayo y luego con este valor de 93 (e5) se tabula en el cuadro 76 (almacenaje de agua en el suelo) usándola al contrario, entrando dentro de los datos tabulados con dicho valor y encontramos el nuevo PE que sería -7 (e4), el cual se tabula en el cuadro del balance hídrico en la columna del negativo acumulado correspondiente al mes de mayo.

6- Columna de alteración: Para el primer valor se considera igual a cero debido a que no se presentan alteraciones en el contenido de agua almacenado en el suelo. Luego consiste en la resta de la columna de reserva del mes actual menos la reserva del mes anterior. Puede tener valores negativos o positivos como por ejemplo:

$$\text{Febrero} = 100 - 100 = 0 \quad (b5 - a5 = b6)$$

$$\text{Marzo} = 81 - 100 = -19 \quad (c5 - b5 = c6)$$

$$\text{Abril} = 85 - 81 = 4 \quad (d5 - c5 = d6)$$

7- Columna de Evapotranspiración real (Etr): se obtiene de dos maneras:

a) Cuando la $P > E_{to}$ (positivo en la columna P-Eto) la $E_{tr} = E_{to}$. Por ejemplo Setiembre $E_{to} = 81$ (i2), $E_{tr} = 81$ (i7).

b) Cuando la $E_{to} > P$ (negativo en la columna P-Eto) la E_{tr} es igual a la suma de los valores absolutos de P (mm) y Alteración. Por ejemplo en el mes de noviembre, $E_{tr} = P(\text{mm}) + \text{Alteración} = 84$ (k1) + 18 (k6) = 102 (k7)

8- Columna del Deficit: consiste en la diferencia entre $E_{to} - E_{tr}$. Como ejemplo para el mes de abril = 79 (d2) - 79 (d7) = 0 (d8).

9. Columna de Exceso: expresa la altura en mm de agua que sobrepasa la máxima capacidad de retención de agua en el perfil. En el ejemplo como se consideró 100mm como capacidad de máximo almacenaje de agua en el suelo (capacidad de campo), cada vez que la columna de reserva exprese 100mm (b5), el valor de exceso de agua será el valor de la diferencia de $P - E_{to}$ (b3). Además, cuando en la columna de déficit aparecen valores en algunos meses (mes de junio = 3 "f8"), entonces en dicho mes no puede haber exceso tomándose su valor como cero (f9), al igual que cuando la $(P - E_{to}) < 0$ (mes de julio = -57 "g3") el valor de la columna de exceso para un mes dado es cero (g9).

CUADRO 73. AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 100 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
0	100	99	98	97	96	95	94	93	92	91
10	90	89	88	88	87	86	85	84	83	82
20	81	81	80	79	78	77	77	76	75	74
30	74	73	72	71	70	70	69	68	68	67
40	66	66	65	64	64	63	62	62	61	60
50	60	59	59	58	58	57	56	56	55	54
60	54	53	53	52	52	51	51	50	50	49
70	49	48	48	47	47	46	46	45	45	44
80	44	44	43	43	42	42	41	41	40	40
90	40	39	39	38	38	38	37	37	36	36
100	36	35	35	35	34	34	34	33	33	33
110	32	32	32	31	31	31	30	30	30	30
120	29	29	29	28	28	28	27	27	27	27
130	26	26	26	26	25	25	25	24	24	24
140	24	24	23	23	23	23	22	22	22	22
150	22	21	21	21	21	20	20	20	20	20
160	19	19	19	19	19	18	18	18	18	18
170	18	17	17	17	17	17	16	16	16	16
180	16	16	15	15	15	15	15	15	14	14
190	14	14	14	14	14	14	13	13	13	13
200	13	13	12	12	12	12	12	12	12	12
210	12	11	11	11	11	11	11	11	11	11
220	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
230	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
240	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
250	8	8	8	7	7	7	7	7	7	7
260	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6

CONTINUACIÓN DEL CUADRO 73

270	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
280	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5
290	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
300	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4
310	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
320	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
330	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
340	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
350	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2
360	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
370	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
380	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
390	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
400	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
410	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1
420	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
430	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
440	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
450	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
460	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
470	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
480	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
490	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
500	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

BALANCE HÍDRICO DE SCHOSINSKY

CUADRO 74. BALANCE HÍDRICO POR EL MÉTODO DE SCHOSINSKY

PENDIENTE: ENTRE 7% Y MAYOR DE 7%, COBERTURA: PASTIZAL, IBAS = 168 MM/DÍA.

Zona de estudio = Grecia														
Textura del suelo = Franco arenosa														
Ibas (mm/d) = 84.02 (cualquier método)														
Kp (0,01 %) = 0,09 (Cuadro 61, pag. 165)														
Kv (0,01 %) = 0,30 (Cuadro 62, pag. 165)														
Klbas (0,01 %) = 0,4471 (ec. 219, 220 y 221, pag. 164)														
Ci (coeficiente de infiltración) (0,01 %) = 0,8371 (ec. 222 y 223, pag. 165)														
Dap = 1,46 g/cm ³ (cuadro 63, anexo o cualquier método)														
Prof. raíces = 500 mm (cuadro 66 y anexo)														
Hsi (humedad inicial de arranque) (mm) = CC = 146 (humedad inicial = Noviembre)														
# de mes de inicio = 11 (Noviembre)														
Cfo = 0,12 (Retención del follaje) (pag 164)														
CCg = 20 CCv = 29.2														
PMPg = 13 PMPv = 18.98														
7 10.22														
146 Ecu. 228														
94.9 Ecu. 228														
ec. 227 y 228														
ec. 227 y 228														
51,1														
CCg - PMPg = Agua útilg = CCv - PMPv = Agua útilv =														
Ene Feb Mar Abr May Jun Jul Ago Sep Oct Nov Dic Total														
Concepto	Elemento utilizado	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
P (precipitación mensual) (mm)	Instituto Meteorológico Nacional	0	0	0	2.5	137	113	24	250	207	128	55	4	920.5
Ret (retención del follaje) (mm)	ecu.216,217 y 218, pag. 164	0	0	0	2.5	16	14	5	30	25	15	7	4	118.5
Pi (precipitación que infiltra)(mm)	ecu.224, pag. 165	0	0	0	0	101	83	16	185	152	94	41	0	672
Esc (escurrimiento) (mm)	ecu.264, pag 179	0	0	0	0	20	16	3	36	30	18	8	0	131.1
Eto (evapotranspiración potencial) (mm)	cualquier método	82	161	167	167	182	159	162	164	82	77	142	151	1696
Hsi (humedad inicial) (mm)	ecu.240, pag. 171	95	95	95	95	95	105	109	95	146	146	146	116	
C1	ecu.230, pag. 169	0	0	0	0	1	1	0.6	1	1	1	1	0.4	

CONTINUACIÓN DEL CUADRO 74

C2	ecu.231, 232 y 233, pag. 169	0	0	0	0	0	0	0	0.4	1	1	0	0	
HD (humedad disponible) (mm)	ecu.235, pag. 170	0	0	0	0	101	93	30	185	204	145	92	21	
Etr (evapotranspiración real promedio de la zona)(mm)	ecu.236 y 237, pag 170	0	0	0	0	91	80	30	115	82	77	71	21	567
HSf (humedad final) (mm)	ecu. 238 y 239, pag. 170	95	95	95	95	105	109	95	146	146	146	116	95	
DCC (déficit capacidad campo)(mm)	ecu.262, pag 177	51	51	51	51	41	37	51	0	0	0	30	51	
Rp(recarga potencial (mm)	ecu.241, pag, 172	0	0	0	0	0	0	0	18	70	17	0	0	105
NR (necesidades de riego) (mm)	ecu.263, pag 179	133	212	248	249	132	117	183	49	0	0	101	181	1605

$$C1 = \frac{HSi+Pi-PMP}{CC-PMP} = \frac{146+41.57+94.9}{146-94.9} = 1.81 \approx 1$$

$$C2 = \frac{HSi+Pi-PMP - (C1*Eto)}{CC-PMP} = \frac{146+41.57+94.9-(1*142)}{146-94.9} = -0.96 \approx 0$$

Para evaluar la infiltración de lluvia que penetra al suelo en una zona, se determinan la precipitación mensual de la zona, los diferentes valores de infiltración básica de los suelos, la cobertura vegetal del suelo y su pendiente. Determinados estos valores, se puede evaluar la infiltración. Conocida la infiltración, se puede realizar un balance hídrico del suelo. Para poder realizar el balance, se determinan la infiltración de lluvia o riego que penetra al suelo, la cobertura vegetal del suelo, la profundidad de las raíces extractoras del agua, la capacidad de campo, el punto de marchitez del suelo, la evapotranspiración potencial y la humedad del suelo al iniciodel análisis.

El balance hídrico de suelos se determina conociendo en primer lugar, la fracción de lluvia que es interceptada por el follaje; en segundo lugar, se requiere conocer la infiltración del agua de lluvia hacia el suelo, generada por la precipitación o riego que llega a su superficie y tercer lugar conocer el agua que escurre.

Para comprender el procedimiento de confección que se encuentre en el cuadro 74 correspondiente al balance hídrico por el método de Schosinsky se debe de observar la columna que tiene como título "Elemento utilizado" para identificar el proceso que se está ejecutando.

PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

1- Se necesitan los valores iniciales para calcular el balance hídrico en el suelo (marcados de color grisáceo en el cuadro 74) y son los siguientes: se estiman los valores de textura del suelo, infiltración básica (Ibas mm/d), densidad aparente, profundidad de raíces, la evapotranspiración potencial (mm/d), porcentaje de retención del follaje (Cfo en decimales) y se obtienen los datos de precipitación media mensual (mm). Además. Se estiman los valores de capacidad de campo y punto de marchitez permanente para calcular el agua útil pudiendo utilizarse las ecuaciones 227 y 228. Se ubican los valores en el cuadro como están mostrados.

2- Se estiman los valores Kp y Kv de los cuadros 61 y 62

3- Se calcula la retención o interceptación de la precipitación mensual por el follaje utilizando las ecuaciones 216, 217 y 218 de la siguiente manera:

$$\text{Ret} = P \text{ si } P \text{ es menor o igual a } 5 \text{ mm/mes}$$

$$\text{Mes de Abril } P(\text{mm}) = 2.5 < 5 \text{ mm} \Rightarrow \text{Ret}(\text{mm}) = 2.5 \text{ mm}$$

$$\text{Ret} = P * Cfo \text{ si el producto } P * Cfo \geq \text{ de } 5 \text{ mm/mes}$$

$$\text{Mes de Mayo } P(\text{mm}) = 137 > 137 * 0.12 \text{ mm} = 16.44 \text{ mm} \Rightarrow \text{Ret}(\text{mm}) = 16 \text{ mm}$$

$$\text{Mes de Julio } P(\text{mm}) = 24 < 24 * 0.12 \text{ mm} = 2.88 \text{ mm} \text{ Ret} = 5 \text{ mm}$$

4- Se calculan los valores de Klbas por medio de las ecuaciones 219, 220 y 221 de la siguiente manera:

$$Klbas = [0.267 * \ln(Ibas)] - (0.000154 * Ibas) - 0.723 \text{ si } Ibas \text{ se encuentra entre } 16 \text{ y } 1,568 \text{ mm/día}$$

$$Klbas = [0.267 * \ln(84.02)] - (0.000154 * 84.02) - 0.723 \text{ Klbas} = 0.4471$$

5- Se calcula mediante las ecuaciones 222 y 223 el valor de Ci de la siguiente manera:

$$Ci = 1 \text{ si } Kp + Kv + Klbas > 1$$

$$Ci = Kp + Kv + Klbas \text{ si } Kp + Kv + Klbas \leq 1$$

$$Ci = 0.09 + 0.30 + 0.4471$$

$$Ci = 0.8371$$

- 6- Se calcula la precipitación pluvial mensual (P_i (mm)) mediante la ecuación 224 de la siguiente manera:

$$P_i = C_i * (P - Ret)$$

$$P_i (\text{Julio}) = 0.8371 * (24 - 5)$$

$$P_i (\text{Julio}) = 15.90 \quad P_i (\text{Julio}) = 16 \text{ mm}$$

- 7- Se calcula el escurrimiento Esc (mm) por medio de la ecuación 264 de la siguiente manera:

$$ESC = P - Ret - P_i$$

$$ESC (\text{Julio}) = 24 - 5 - 16$$

$$ESC (\text{Julio}) = 3 \text{ mm}$$

- 8- Se estima la humedad inicial (H_{si} mm) de arranque con los siguientes criterios: Uno de los criterios para seleccionar el mes, en el que se va a considerar que el suelo se encuentra a capacidad de campo, es seleccionar meses consecutivos, en que la precipitación que infiltra mensualmente supere la evapotranspiración potencial mensual, asignando al mes siguiente, de los meses consecutivos seleccionados, una humedad inicial igual a la capacidad de campo. Conocida la humedad inicial de un mes, podemos calcular la humedad final de dicho mes, la que será igual a la humedad inicial del mes siguiente y así sucesivamente. Al final del ciclo, la humedad final calculada para el último mes, ha de coincidir con la humedad inicial del mes de partida, o sea, la del mes con humedad conocida. Puede darse el caso que exista solo un mes en que se de la condición de que la precipitación que infiltra supere a la evapotranspiración potencial, en este caso, se asume la capacidad de campo como la humedad inicial del suelo, en el mes siguiente al mes que cumple con la condición mencionada y luego se verifica, mediante el cálculo de las humedades en los meses siguientes. De tal forma, que al cerrar el ciclo, el mes anterior al mes que se le asignó la humedad inicial igual a la capacidad de campo, tenga una humedad final, igual a la capacidad de campo.

Para nuestro caso se toma el mes de noviembre con una H_{si} (humedad inicial de arranque mm) igual al valor de capacidad de campo que es de 146 mm

$$H_{si} (\text{Noviembre}) (\text{mm}) = 146 \text{ mm}$$

- 9- Se calcula el coeficiente de humedad al final del mes antes de que ocurra la evapotranspiración (C_1) por medio de la ecuación 230 de la siguiente manera:

$$C_1 (\text{Noviembre}) = (H_{Si} + P_i - PMP) / (CC - PMP)$$

$$C_1 (\text{Noviembre}) = (146 + 41 - 94.9) / (146 - 94.9)$$

$$C_1 (\text{Noviembre}) = 92.1 / 51.1$$

C_1 (Noviembre) = 1.8023 donde or ser um coeficiente no puede ser mayor de 1, por lo que el valor de C_1 queda así: C_1 (Noviembre) = 1

10- Se calcula el coeficiente de humedad al final del mes después de que ocurra la evapotranspiración (C2) por medio de la ecuación 233 de la siguiente manera:

$$C2(\text{Noviembre}) = [HSi - PMP + Pi - (C1 * Eto)] / (CC - PMP)$$

$$C2(\text{Noviembre}) = [146 - 94.9 + 41 - (1 * 142)] / (146 - 94.9)$$

$$C2(\text{Noviembre}) = -49.9 / 51.1$$

C2(Noviembre) = -0.9765 Como el coeficiente no puede ser negativo se toma igual a cero

$$C2(\text{Noviembre}) = 0$$

11- Se calcula la humedad disponible HD (mm/mes) mediante la ecuación 235 de la siguiente manera:

$$HD(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = HSi + Pi - PM$$

$$HD(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = 146 + 41 - 94.9$$

$$HD(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = 92.1$$

12- Se calcula la evapotranspiración real promedio de la zona (Etr) ocurrida durante el mes (mm/mes) de la siguiente manera:

$$Etr(\text{mm/mes}) = [(C1 + C2) / 2] * Eto \text{ Si } [(C1 + C2) / 2] * Eto \leq HD,$$

$$Etr(\text{mm/mes}) = HD \text{ Si } [(C1 + C2) / 2] * Eto > HD,$$

$$Etr(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = [(C1 + C2) / 2] * Eto$$

$$Etr(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = [(1 + 0) / 2] * 142 \text{ Etr}(\text{Noviembre})(\text{mm/mes}) = 71$$

Como Etr (Noviembre)(mm/mes) = 71 < HD (mm) entonces Etr (Noviembre)(mm/mes) = 71

13- Cálculo de la Humedad del suelo final (al final de mes) (Hsf mm) mediante las ecuaciones 238 y 239 de la siguiente manera:

$$HSf = HD + PMP - Etr \text{ Si } (HD + PM - Etr) < CC$$

HSf = CC Si (HD + PMP - Etr) ≥ CC, debido a que la HSf en ningún momento puede ser mayor a la CC.

$$HSf(\text{Noviembre}) = HD + PMP - Etr \text{ HSf}(\text{Noviembre}) = 92 + 94.9 - 71 \text{ HSf}(\text{Noviembre}) = 115.9 \text{ mm}$$

HSf (Noviembre) = 116 mm porque es ≤ CC

14- Este valor de humedad del suelo final de Noviembre H_{sf} (Noviembre) = 116 mm será (se anotará en la casilla) el valor de la humedad inicial de diciembre H_{si} (Diciembre) y se comienza a calcular con el mismo procedimiento que se hizo para Noviembre todos los valores correspondientes al mes de Diciembre. Luego se continúa con todos los meses con el mismo procedimiento.

15- Se calcula el déficit de capacidad de campo, al final del mes (mm) utilizando la ecuación 262 de la siguiente manera:

$$DCC = CC - H_{sf}$$

$$DCC = 146 - 116$$

$$DCC = 30 \text{ mm}$$

16- Se calcula la recarga potencial mensual (mm/mes) que viene a ser la percolación hacia los acuíferos sub superficiales mediante la ecuación 241 de la siguiente manera:

$$R_p (\text{Noviembre}) = P_i + H_{si} - H_{sf} - E_{tr}$$

$$R_p (\text{Noviembre}) = 41 + 146 - 116 - 71$$

$$R_p (\text{Noviembre}) = 0 \text{ mm}$$

17- Se calculan las necesidades de riego mensual (mm/mes) mediante la ecuación 263 de la siguiente manera:

$$NR (\text{Noviembre}) = DCC - E_{tr} + E_{to}$$

$$NR (\text{Noviembre}) = 30 - 71 + 142$$

$$NR (\text{Noviembre}) = 101 \text{ mm}$$

18- Se completa para los demás meses mediante el mismo procedimiento usado para Noviembre los siguientes meses

Donde:

F_c = Capacidad de infiltración

C_i = Coeficiente de infiltración

CC = Capacidad de campo

PMP = Punto de marchitez

PR = Profundidad de raíces

$(CC-PM)$ = Rango de agua disponible

Dap = Densidad de suelo

C1 = Factor de Eto por cierre de estomas antes que ocurra Etr

C2 = Factor de Eto por cierre de estomas después que ocurre Etr

Kp = Factor por pendiente

Kv = Factor por vegetación

Klbas = Factor estimado con base a la prueba de infiltración.

Cfo = Coeficiente de retención pluvial en follajes

P = Precipitación media mensual

Pi = Precipitación que infiltra

ESC = Escorrentía superficial

Eto = Evapotranspiración potencial

Etr = Evapotranspiración real

HSi = Humedad de suelo inicial

HD = Humedad disponible

HSf = Humedad de suelo final

DCC = Déficit de capacidad de campo

Rp = Recarga potencial

NR = Necesidad de riego

Ret = Retención de lluvia

BALANCE HÍDRICO DE BLANNEY Y CRIDDLE

Utilizando parte del cuadro 46 del cálculo de la evapotranspiración para estimar el balance hídrico sin contemplar el cambio de la humedad del suelo de la reserva del mismo.

La secuencia de cálculo para determinar el balance hídrico en el suelo con la fórmula de Blaney y Criddle se muestra con el siguiente ejemplo:

CUADRO 75. CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO POR EL MÉTODO DE BLANEY-CRIDDLE

Mes (l)	Duración (meses)	Temperatura (Tmi) °C	Eti' (cm)	Eti' (mm/d)	Eti' acumulada (cm)	Precipitación media mensual (cm)	Necesidades de aguas netas (cm)	Estado
Dic	0.74	16.40	1.51	0.99	1.51	3.89	2.38	Exceso
Ene	1.00	15.00	5.35	2.59	6.85	0.72	-4.63	Déficit
Feb	1.00	15.80	10.61	5.68	17.47	0.57	-10.04	Déficit
Mar	1.00	17.60	15.32	7.41	32.79	0.78	-14.54	Déficit
Abr	0.97	20.80	11.48	5.92	44.27	9.42	-2.06	Déficit

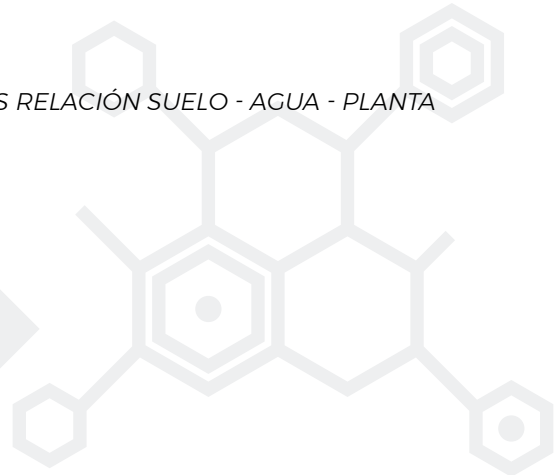
Explicación de cada una de las columnas del cuadro:

- 1- La Eti' (mm/d) del cultivo se calcula multiplicando la Eti' (cm) por diez y dividiéndolo entre el número de días del cultivo en ese mes
- 2- La precipitación media mensual son los datos obtenidos de los pluviómetros o de los pluviógrafos
- 3- Las necesidades de aguas netas es la diferencia de la precipitación y la Eti'(cm).

BIBLIOGRAFÍA

- AAGUADO, E. 2001. Understanding Weather and Climate. Prentice Hill. New Cork.
- ALFONSO, A. 2000. Necesidades de agua en el cultivo de maíz. Disponible en: www.inea.uva.es/web/materiales/web/riego/anuncios/trabajos/Necesidades%20de%20agua%20en%20el%20maíz.pdf
- ALLEN, R.; PEREIRA, L.; RAES, D.; SMITH, M. 1998. Crop Evapotranspiration. Roma, España.
- BOUWER H. 1999. Predicting infiltration and ground-water mounds for artificial recharge, Journal of Hidrologic Engineeering, October 1999, pp. 350-357.
- BUTLER, S. 1957. Engineering Hydrology. Prentice Hall Inc. EE.UU.356 PÁGS.
- CALVO, J. 1999. Principios de hidrología forestal tropical. Inst. Tecnol. Costa Rica, Esc. Ing. Forestal, Cartago, Costa Rica. 136 págs.
- CANTER, L.W.; KNOX, R.C. 1985. "Septic Tank System Effects on Ground Water Quality", Lewis Publishers, Inc
- CARTAGENA, J.R. (sf). Relaciones agua suelo planta. Universidad Nacional Medellín. Colombia. 11 p.
- DUARTE, O.; DÍAZ, E. 2003. Tecnología de Tierras y Aguas Evaporación y Evapotranspiración. 17 p.
- FAO. 1990. Las Necesidades de agua de los cultivos. Roma, Italia.
- FAO. (sf). Evapotranspiración del cultivo, Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos (56). 326 p.
- FASSBENDER, H.W.; E. BOERNEMIZA. 1987. Química de Suelos, con énfasis en suelos de América Latina. IICA. 5ta. Reimpresión. San José. 420 p.
- FETTER, C.W. 1996. Contaminant Hydrogeology. Prentice Hall. 1993.
- FETTER, C.W. 1988. Applied Hydrogeology. Prentice Hall. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). 2009. Albedo and reflectance anisotropy. 20p.
- FREEZE, A.; CHERRY J. 1979. GROUNDWATER. PRENTICE HALL. FUENTES, L. 1989. Iniciación a la meteorología agrícola. Mundi-Prensa. Madrid, España.

- GARCIA, J.; SOSA, F.; FERNANDEZ, J. (sf). Agua del suelo. Universidad Nacional de Tucumán. Argentina. 17 p.
- GRASSI, C. 1976. Resumen de propiedades físicas del suelo, métodos de riego. CIDIAT. Mérida, Venezuela. 265 págs.
- GRASSI, C. 1988. Fundamentos del Riego. Mérida, Venezuela. Serie Riego y Drenaje RD-38.
- GRASSI, C. 1993. Fundamentos de Riego. CIDIAT. Mérida
- GUEVARA, D.J. 1988. Meteorología. Ediciones de la Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- HERAS, R. 1972. Manual de hidrología, Hidrología agrícola. Esc. Hidrología, Madrid, España. 330 págs
- Herrera, I. I. 1995. Manual de hidrología. Guatemala, USAC, Facultad de Agronomía. 223 p.
- http://aguas.igme.es/igme/publica/depuracion_aresidual/3.pdf
- <http://www.inta.gov.ar/manfredi/info/documentos/docsuelos/neceriego58.htm>
- <http://www.exp.uji.es/asignatura/obtener.php?letra=8&codigo=04&fichero=1138110070804>
- <http://www.fago.edu.uy/~edafologia/curso/Material%20de%20lectura/FISICAS/fisicas.pdf>
- http://www.fing.uncu.edu.ar/catedras/hidrologia_i/teoria/H1_07_U10.PDF
- http://www.google.co.cr/imges?imgurl=http://www.homeopatia.ws/software%2520homeopatia%2520images/EI_Pot8.jpg&imgfurl=http://www.homeopatia.ws/EI_Potencial_Zeta_y_la_Vitalidad.htm&usg=__hzljWmZi9Ze7MQJFMnmH47jo3ug=&h=651&w=748&sz=57&hl=es&start=0&sig2=npYKtPbHcQ_uMDbaznt3gA&zoom=1&tbnid=pDhymqdJgK DwSM:&tbnh=143&tbnw=164&ei=1hpTTfeLPMqr8Ab8vPTfCA&prev=/images%3Fq%3Dsistemas%2Bcoloidales%2Bdel%2Bsuelo%26um%3D1%26hl%3Des%26sa%3DX%26biw%3D1244%26bih%3D585%26tbs%3Disch:1&um=1&itbs=1&iact=hc&vpx=617&vpy=74&dur=1031&hovh=209&hovw=241&tx=136&ty=103&oei=1hpTTfeLPMqr8Ab8vPTfCA&esq=1&page=1&ndsp=18&ved=1t:429,r:3,s:0
- <http://www.mitecnologico.com/Main/SuspensionesYColoides>
- <http://www1.unex.es/eweb/edafo/ECAP/ECAL5PFEstructura.htm>
- <http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/estadistica/otros/fusion/fusion.htm>
- <http://www.sc.ehu.es/sbweb/fisica/estadistica/otros/vapor1/vapor1.htm>



- http://www.siar.cl/docs/protocolos/curvas_humedad.pdf
- http://www.tut tiempo.net/silvia_larocca/Temas/ecuaciones.htm
- http://www.vaxasoftware.com/doc_edu/qui/pvh2o.pdf
- <http://www.youblisher.com/files/publications/3/12210/pdf.pdf>
- INSTITUTO TECNOLÓGICO Y DE ESTUDIOS SUPERIORES DE OCCIDENTE (ITESO). 1995. Notas sobre el curso de Energía Solar. Jalisco, México. 158p.
- JACKSON M.B., 1985. Ethylene and the responses of plants to soil water logging and submergence. *Ann Rev Plant Physiol* 36, 145-174.
- Jury, W.; Gardner, W. R.; Gardner, W. H. 1991. *Soil Physics*, Wiley. Fifth edition. California.
- KAWASE M., 1972. Effect of flooding on ethylene concentration in horticultural plants. *J Am Soc Hort Sci* 97, 584-588.
- KAWASE M., 1978. Anaerobic elevation of ethylene concentration in waterlogged plants. *Am J Bot* 65, 736-740.
- LALLANA, V.; LALLANA M. 2001. *Manual de Prácticas de Fisiología Vegetal*. Universidad Nacional Entre Ríos (UNER), Argentina. 10 p.
- LEACH, E.; EINFELD, C.G.; HARLIN, C.C. 1980, Summary of Long-Term Rapid Infiltration.
- LINSLEY, R.; KOHLER, M.; PAULUS, L. 1958. *Hydrology for engineers*. McGraw Hill, Nueva York. 340 págs.
- ONU, 1972. *Manual de instrucciones, estudios hidrológicos*. ONU Publ. N° 70, San José, Costa Rica. 540 págs.
- OROZCO, EO; PADILLA, T; SALGUERO, M. 2003. Metodología para la determinación de áreas de recarga hídrica natural. Guatemala, USAC, Facultad de Agronomía / Instituto Nacional de Bosques. 106 p.
- PADILLA, TA. 2003. Evaluación del potencial hídrico en la microcuenca del río Cantil, para el aprovechamiento de las aguas subterráneas en la finca Sabana Grande, El Rodeo, Escuintla, Guatemala. Tesis MSc. Costa Rica, Universidad de Costa Rica. 102 p.
- RUIZ, R. 2006. Manejo del riego y suelo en el cultivo del palto. (Seminario). Chile. 20 p.
- SALISBURY, B. F.; ROSS, C. W. 1992. *Fisiología Vegetal*. Editorial Iberoamericana. México. 759 p.

- SÁNCHEZ, F. 2006. Evapotranspiración. Universidad de Salamanca (Geología). Salamanca. España. 8p.
- SCHOSINSKY, G.; LOSILLA, M. 2000. Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual.- Rev. Geol. Amér. Central, 23: 43-55.
- SCHOSINSKY, G. 2007. Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. Costa Rica, Escuela Centroamericana de geología / Universidad de Costa Rica. 18 p.
- SCHOSINSKY, G.; LOSILLA, M. 2003. Notas del curso de hidrología con énfasis en balance hídrico: curso de capacitación. Guatemala, USAC, Facultad de Agronomía. 15 p.
- SEGERER, C.; VILLODAS, R. 2006. Unidad 6. Evaporación, transpiración y evapotranspiración. Mendoza, Argentina. 30 p.
- SRK CONSULTING. 2010. Llenado Rajo al Cierre: Proyecto Mina Invierno. Santiago, Chile. 22 p.
- SYSTEM STUDIES. U.S. ENVIROMENTAL PROTECTION AGENCY. EPA-600/2-80-165.LÓPEZ J. 1996. "Comparación de dos métodos para el cálculo de ETO en Venezuela" disponible en: [www.pegasus.ucla.edu/ve/BIOAGO/Rev17\(1\)/6.%20Comparación%20de%20dos%20métodos.pdf](http://www.pegasus.ucla.edu/ve/BIOAGO/Rev17(1)/6.%20Comparación%20de%20dos%20métodos.pdf) -
- UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES (UBA). (sf). Las plantas y el agua. Cátedra de Fisiología Vegetal, Facultad de Agonomía. Argentina. 68 p.
- VILLAFÁILA, E.; WYSS, F. 2009. Riego en horticultura. Agencia Extensión Rural INTA. Argentina. 49 p
- WALTON, W, 1970. Ground water resource evaluation. Mc Graw Hill, New York. 664 págs.
- WERE, A.; VILLAGARCÍA, L.; DOMINGO, F. 2002 "¿Cómo se puede medir y estimar la evapotranspiración?". Disponible en: <http://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=287985>

ANEXOS

ANEXO 1

COEFICIENTES DE CULTIVOS Y SUS PROFUNDIDADES DE RAÍCES

COEFICIENTE DE CULTIVOS Kc PARA ÁRBOLES. ARBUSTOS Y LEGUMBRES

FACTOR DE CULTIVO Kc			
ÁRBOLES Y ARBUSTOS	Kc	LEGUMBRES Y OTROS CULTIVOS	Kc
Manzano (madurez)	0.85	Alcachofa	0.95
Cerezo (media madurez)	0.6	Algodón	1.05
Nuez (cuarto de madurez)	0.3	Apio	1
Melocotonero	0.75	Berenjena	0.95
Ciruelo	0.5	Cacahuete	0.95
Vid	0.7	Cebada	1.05
Olivo	0.55	Col	0.95
Kiwi (Actinidia deliciosa)	0.9	Espinaca	0.95
Caña de azúcar (madurez)	1.05	Guisante	1.05
Caña de azúcar (media madurez)	0.7	Judía	1
Caña de azúcar (cuarto madurez)	0.35	Lechuga	0.95
Naranja (madurez)	0.6	Maíz	0.95
Naranja (media madurez)	0.4	Melón	0.95
Naranja (cuarto madurez)	0.2	Patata	1.05
Plátano (madurez)	0.85	Pepino	0.9
Plátano (media madurez)	0.6	Pimiento morrón	0.95
Plátano (cuarto madurez)	0.3	Rábano	0.8
Café (madurez)	0.9	Remolacha	1
Café (media madurez)	0.6	Remolacha azucarera	1.1
Café (cuarto madurez)	0.3	Tabaco	1.05
Otros árboles (madurez)	0.8	Tomate	1.05
Otros árboles (media madurez)	0.55		
Otros árboles (cuarto madurez)	0.28		

COEFICIENTES DEL CULTIVO KC EN DIFERENTES ETAPAS DELDESARROLLO DEL CULTIVO

CULTIVO	Etapas de desarrollo del cultivo												Periodo vegetativo total					
	Inicial			Desarrollo			Mediados			Finales						Recolección		
Alfalfa	0.30	a	0.40										1.05	a	1.20	0.85	a	1.05
Algodón	0.40	a	0.50	0.70	a	0.80	1.05	a	1.25	0.80	a	0.90	0.65	a	0.70	0.80	a	0.90
Arroz	1.10	a	1.15	1.10	a	1.50	1.10	a	1.30	0.95	a	1.05	0.95	a	1.05	1.05	a	1.20
Banano tropical	0.40	a	0.50	0.70	a	0.85	1.00	a	1.10	0.90	a	1.00	0.75	a	0.85	0.70	a	0.80
Caña azúcar	0.40	a	0.50	0.70	a	1.00	1.00	a	1.30	0.75	a	0.80	0.50	a	0.60	0.85	a	1.05
Cebolla seca	0.40	a	0.60	0.70	a	0.80	0.95	a	1.10	0.85	a	0.90	0.75	a	0.85	0.80	a	0.90
Cebolla verde	0.40	a	0.60	0.60	a	0.75	0.95	a	1.05	0.95	a	1.05	0.95	a	1.05	0.65	a	0.80
Cítricos																0.65	a	0.80
Ciruelo																0.75	a	0.90
Col	0.40	a	0.50	0.70	a	0.80	0.95	a	1.10	0.90	a	1.00	0.80	a	0.95	0.70	a	0.80
Frijol seco	0.30	a	0.40	0.70	a	0.80	1.05	a	1.20	0.65	a	0.75	0.25	a	0.30	0.70	a	0.80
Frijol verde	0.30	a	0.40	0.65	a	0.75	0.95	a	1.05	0.90	a	0.95	0.85	a	0.95	0.85	a	0.90
Girasol	0.30	a	0.40	0.70	a	0.80	1.05	a	1.20	0.70	a	0.80	0.35	a	0.45	0.75	a	0.85
Guisante	0.40	a	0.50	0.70	a	0.85	1.05	a	1.20	1.00	a	1.15	0.95	a	1.10	0.80	a	0.95
Maiz dulce	0.30	a	0.50	0.70	a	0.90	1.05	a	1.20	1.00	a	1.15	0.95	a	1.10	0.80	a	0.95
Maiz grano	0.30	a	0.50	0.70	a	0.85	1.05	a	1.20	0.80	a	0.95	0.55	a	0.60	0.75	a	0.90
Maní	0.40	a	0.55	0.70	a	0.80	0.95	a	1.10	0.75	a	0.85	0.55	a	0.60	0.75	a	0.80
Manzano																0.85	a	1.00
Papa	0.40	a	0.50	0.70	a	0.80	1.05	a	1.20	0.85	a	0.95	0.70	a	0.75	0.75	a	0.90
Pera																0.75	a	0.90
Pimentón	0.30	a	0.40	0.60	a	0.75	0.95	a	1.10	0.85	a	1.00	0.80	a	0.90	0.70	a	0.80
Remolacha	0.40	a	0.50	0.75	a	0.85	1.05	a	1.20	0.90	a	1.00	0.60	a	0.70	0.80	a	0.90
Sandía	0.40	a	0.50	0.70	a	0.80	0.95	a	1.05	0.80	a	0.90	0.65	a	0.75	0.75	a	0.85
Sorgo	0.30	a	0.40	0.70	a	0.75	1.10	a	1.15	0.75	a	0.80	0.50	a	0.55	0.75	a	0.85
Soya	0.30	a	0.40	0.70	a	0.80	1.10	a	1.15	0.70	a	0.80	0.40	a	0.50	0.75	a	0.90
Tabaco	0.30	a	0.40	0.70	a	0.80	1.00	a	1.20	0.90	a	1.00	0.75	a	0.85	0.85	a	0.95
Tomate	0.40	a	0.50	0.70	a	0.80	1.05	a	1.25	0.80	a	0.95	0.60	a	0.85	0.75	a	0.90
Trigo	0.30	a	0.40	0.70	a	0.80	1.05	a	1.20	0.65	a	0.75	0.20	a	0.25	0.80	a	0.90
Uva	0.35	a	0.50	0.60	a	0.80	0.70	a	0.90	0.60	a	0.80	0.55	a	0.70	0.55	a	0.75

Coefficiente Kc (Hargreaves)

<i>Cultivo</i>	<i>Fase inicial</i>	<i>Mediados de temporada</i>	<i>Fin de temporada</i>
Aceituna	0.60	0.8	0.80
Alcachofa	0.90-1.00	0.95-1.05	0.90-1.00
Alfalfa	0.40-0.50	1.00-1.40	0.95-1.35
Algodón	0.20-0.50	1.05-1.30	0.30-0.60
Apio	0.25-0.35	1.00-1.15	0.90-1.05
Arroz	1.10-1.15	1.10-1.30	1.10
Avena	0.20-0.40	1.00-1.20	0.20-0.25
Berenjena	0.20-0.50	0.95-1.10	0.80-0.90
Cacahuete (maní)	0.30-0.50	0.95-1.00	0.50-0.60
Calabacita	0.20-0.40	0.90-1.00	0.70-0.80
Caña de azúcar	0.40-0.50	1.00-1.30	0.50-0.60
Cártamo	0.30-0.40	1.05-1.20	0.20-0.25
Cebada	0.25-0.30	1.00-1.10	0.10-0.20
Cebolla seca	0.40-0.60	0.95-1.10	0.75-0.85
Cebolla verde	0.40-0.60	0.95-1.05	0.95-1.05
Cereales pequeños	0.20-0.40	1.10-1.30	0.20-0.35
Chícharo	0.40-0.50	1.05-1.20	0.95-1.10
Cítricos	0.65	0.65-0.75	0.65
Espárrago	0.25-0.30	0.95	0.25
Espinaca	0.20-0.30	0.95-1.05	0.90-1.00
Frijol seco	0.30-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30
Frijol verde	0.30-0.40	0.95-1.05	0.85-0.95
Frutales de hoja caduca	0.50	0.85-1.20	0.50-0.85
Frutales con cultivo	0.75-0.85	1.10-1.25	0.70-1.10
Girasol	0.30-0.40	1.05-1.20	0.35-0.45
Kiwi	0.30	1.05	1.05
Lechuga	0.20-0.30	0.85-1.05	0.45
Legumbres	0.20-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30
Lenteja	0.20-0.30	1.05-1.20	0.25-0.30
Linaza	0.20-0.40	1.00-1.15	0.20-0.25
Maíz de grano	0.20-0.50	1.05-1.20	0.35-0.60
Maíz dulce	0.20-0.50	1.05-1.20	0.95-1.10
Melón	0.15-0.40	1.00-1.10	0.30-0.90
Mijo	0.20-0.40	1.00-1.15	0.25-0.30
Papa	0.40-0.55	1.10-1.20	0.40-0.75
Plátano (banano)	0.40-0.65	1.00-1.20	0.75-1.15
Pepino	0.20-0.40	0.90-1.00	0.70-0.80
Pimiento	0.30-0.40	0.95-1.10	0.80-0.90
Pistacho	0.10	1.05	0.35
Rábano	0.20-0.30	0.80-0.90	0.75-0.85
Remolacha	0.25-0.40	1.05-1.20	0.25-0.30
Remolacha de azúcar	0.20-0.40	1.05-1.20	0.70-1.00
Repollo	0.30-0.50	0.95-1.10	0.80-0.95
Sandía	0.25-0.50	1.00-1.10	0.20-0.70
Sorgo	0.15-0.40	1.05-1.20	0.30-0.50
Soya	0.30-0.40	1.00-1.15	0.45-0.55
Tabaco	0.30-0.40	1.00-1.20	0.75-0.85
Tomate	0.25-0.50	1.05-1.25	0.60-0.85
Trigo	0.20-0.40	1.00-1.25	0.20-0.30
Uva	0.20-0.50	0.75-0.85	0.20-0.45
Zanahoria	0.40-0.50	1.05	0.75

Coefficientes de cultivo (Kc) de cultivos anuales

<i>Cultivo</i>	<i>Primera etapa</i>	<i>Segunda etapa</i>	<i>Tercera etapa</i>	<i>Cuarta etapa</i>
Algodón	0.45	0.75	1.15	0.75
Avena	0.35	0.75	1.15	0.45
Berenjena	0.45	0.75	1.15	0.80
Cacahuate	0.45	0.75	1.05	0.70
Calabaza	0.45	0.70	0.90	0.75
Cebada	0.35	0.75	1.15	0.45
Cebolla verde	0.50	0.70	1.00	1.00
Cebolla seca	0.50	0.75	1.05	0.85
Col	0.45	0.75	1.05	0.90
Chícharo fresco	0.45	0.80	1.15	1.05
Espinaca	0.45	0.60	1.00	0.90
Girasol	0.35	0.75	1.15	0.55
Frijol (judía) verde	0.35	0.70	1.10	0.90
Frijol (judía) seca	0.35	0.70	1.10	0.30
Lechuga	0.45	0.60	1.00	0.90
Lenteja	0.45	0.75	1.10	0.50
Lino	0.45	0.75	1.15	0.75
Maíz dulce	0.40	0.80	1.15	1.00
Maíz grano	0.40	0.80	1.15	0.70
Melón	0.45	0.75	1.00	0.75
Mijo	0.35	0.70	1.10	0.65
Papa	0.45	0.75	1.15	0.85
Pepino	0.45	0.70	0.90	0.75
Pequeñas semillas	0.35	0.75	1.10	0.65
Pimiento fresco	0.35	0.70	1.05	0.90
Rábano	0.45	0.60	0.90	0.90
Remolacha azucarera	0.45	0.80	1.15	0.80
Soya	0.35	0.75	1.10	0.60
Sorgo	0.35	0.75	1.10	0.65
Tabaco	0.35	0.75	1.10	0.90
Tomate	0.45	0.75	1.15	0.80
Trigo	0.35	0.75	1.15	0.45
Zanahoria	0.45	0.75	1.05	0.90

ANEXO 2

PROFUNDIDAD DE LAS RAÍCES DE LOS CULTIVOS

CULTIVO	Profundidad radicular efectiva (m)			CULTIVO	Profundidad radicular efectiva (m)		
	0.9	-	1.0		0.9	-	1.0
Aguacate	0.9	-	1.0	Maní	0.9	-	1.0
Alfalfa	0.9	-	1.2	Manzano	0.9	-	1.0
Algodón	1.0	-	1.2	Melocotón	0.9	-	1.0
Almendro	0.9	-	1.2	Melón	0.8	-	1.0
Batata	0.6	-	0.9	Nogal	1.1	-	1.2
Berenjena	0.5	-	0.6	Olivos	0.9	-	1.1
Café	0.9	-	1.2	Palmera	0.8	-	0.9
Caña de azúcar	1.0	-	1.1	Papa	0.6	-	0.8
Cebada	0.9	-	1.0	Pepino	0.6	-	0.9
Cebolla	0.4	-	0.5	Peral	0.8	-	1.1
Ciruelo	0.9	-	1.0	Pimentón	0.5	-	0.6
Cítricos	0.9	-	1.0	Piña	0.4	-	0.6
Clavel	0.3	-	0.4	Plátano, banano	0.9	-	1.2
Fresa	0.3	-	0.5	Remolacha Azucarera	0.8	-	1.0
Fríjol	0.5	-	0.8	Sorgo	0.8	-	0.9
Frutales de hoja caduca	1.0	-	1.2	Tabaco	0.8	-	1.0
Girasol	0.9	-	1.0	Tomate	0.9	-	1.2
Lechuga	0.3	-	0.4	Trébol	0.7	-	0.9
Maíz de grano	0.9	-	1.2	Trigo	0.8	-	1.2
Maíz dulce	0.9	-	1.2	Uva	0.8	-	0.9
				Zanahoria	0.4	-	0.5

Profundidad efectiva del sistema radical de algunos cultivos (en m)

Aguacate	0.9 - 1.0
Alfalfa	0.9 - 1.2
Algodón	0.8 - 1.2
Almendro	0.9 - 1.2
Berenjena	0.5 - 0.6
Cacahuate	0.9 - 1.0
Café	0.9 - 1.2
Camote (Ipomoea batatas)	0.6 - 0.9
Caña de azúcar	1.0 - 1.1
Cebada	0.6 - 1.0
Cebolla	0.4 - 0.5
Chícharo	0.6 - 0.9
Ciruelo	0.9 - 1.0
Cítricos	0.9 - 1.0
Clavel	0.3 - 0.4
Durazno	0.9 - 1.0
Fresa	0.3 - 0.5
Frijol	0.5 - 0.8
Frutales de hoja caduca	1.0 - 1.2
Girasol	0.9 - 1.0
Lechuga	0.3 - 0.4
Leguminosas grano	0.5 - 1.0
Maíz grano	0.8 - 1.2
Maíz verde	0.8 - 1.2
Manzano	0.9 - 1.0
Melón	0.8 - 1.0
Nogal	1.1 - 1.2
Olivo	0.9 - 1.1
Palmera	0.8 - 0.9
Papa	0.4 - 0.8
Pepino	0.6 - 0.9
Peral	0.8 - 1.1
Pimiento	0.4 - 0.8
Piña	0.4 - 0.6
Plátano	0.9 - 1.2
Praderas	0.6 - 1.0
Remolacha azucarera	0.6 - 1.0
Soya	0.6 - 1.0
Sorgo para grano	0.8 - 0.9
Tabaco	0.5 - 0.9
Tomate	0.4 - 1.0
Trébol	0.7 - 0.9
Trigo	0.6 - 1.2
Vid	0.8 - 0.9
Zanahoria	0.4 - 0.5

ANEXO 3

Propiedades físicas del suelo relacionadas con la retención de humedad.

<i>Textura</i>	<i>Porosidad %</i>	<i>Densidad aparente t/m³</i>	<i>Capacidad de campo % en peso</i>	<i>Punto de marchitamiento % en peso</i>	<i>Humedad disponible</i>		
					<i>% en peso</i>	<i>% en volumen</i>	<i>cm/m</i>
Arenoso	38 (32-42)	1.65 (1.55-1.80)	9 (6-12)	4 (2-6)	5 (4-6)	8 (6-10)	8 (7-10)
Franco-arenoso	43 (40-47)	1.50 (1.40-1.60)	14 (10-18)	6 (4-8)	8 (6-10)	12 (9-15)	12 (9-15)
Franco	47 (43-49)	1.40 (1.35-1.50)	22 (18-26)	10 (8-12)	12 (10-14)	17 (14-20)	17 (14-19)
Franco-arcilloso	49 (47-51)	1.35 (1.30-1.40)	27 (23-31)	13 (11-15)	14 (12-16)	19 (16-22)	19 (17-22)
Arcillo-arenoso	51 (49-53)	1.30 (1.25-1.35)	31 (27-35)	15 (13-17)	16 (14-18)	21 (18-23)	23 (18-23)
Arcilloso	53 (51-55)	1.25 (1.20-1.30)	35 (31-39)	17 (15-19)	18 (16-20)	23 (20-25)	23 (20-25)

ANEXO 4

Duración aproximada de las etapas en el ciclo vegetativo de cultivos anuales

<i>Cultivo</i>	<i>Total (días)</i>	<i>Primera etapa (días)</i>	<i>Segunda etapa (días)</i>	<i>Tercera etapa (días)</i>	<i>Cuarta etapa (días)</i>
Algodón	180-195	30-30	50-50	55-65	45-50
Avena	120-150	15-15	25-30	50-65	30-40
Berenjena	130-140	30-30	40-40	40-45	20-25
Cacahuate	130-140	25-30	35-40	45-45	25-25
Calabaza	95-120	20-25	30-35	30-35	15-25
Cebada	120-150	15-15	25-30	50-65	30-40
Cebolla verde	70-95	25-25	30-40	10-20	5-10
Cebolla seca	150-210	15-20	25-35	70-110	40-45
Col	120-140	20-25	25-30	60-65	15-20
Chfcharo	90-100	15-20	25-30	35-35	15-15
Espinaca	60-100	20-20	20-30	15-40	5-10
Girasol	125-130	20-25	35-35	45-45	25-25
Frijol (judía) verde	75-90	15-20	25-30	25-30	10-10
Frijol (judía) seca	95-110	15-20	25-30	35-40	20-20
Lechuga	75-140	20-35	30-50	15-45	10-10
Lenteja	150-170	20-25	30-35	60-70	40-40
Lino	180-195	30-30	50-50	55-65	45-50
Maíz dulce	80-110	20-20	25-30	25-50	10-10
Maíz grano	125-180	20-30	35-50	40-60	30-40
Melón	120-160	25-30	35-45	40-65	20-20
Mijo	105-140	15-20	25-30	40-55	25-35
Papa	105-145	25-30	30-35	30-50	20-30
Pepino	105-130	20-25	30-35	40-50	15-20
Pequeñas semillas	150-165	20-25	30-35	60-65	40-40
Pimiento	120-210	25-30	35-40	40-110	20-30
Rábano	35-40	5-10	10-10	15-15	5-5
Remolacha azucarera	160-230	25-45	35-65	60-80	40-40
Soya	135-150	20-20	30-30	60-70	25-30
Sorgo	120-130	20-20	30-35	40-45	30-30
Tomate	135-180	30-35	40-45	40-70	25-30
Trigo	120-150	15-15	25-30	50-65	30-40
Zanahoria	100-150	20-25	30-35	30-70	20-20

ANEXO 5

TABLA PERIÓDICA DE LOS ELEMENTOS

<http://www.periodni.com/es/>

GRUPO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18																																																																																																						
PERIODO	IA	IIA	IIIA	IVB	VB	VIB	VIB	VIB	VIB	VIB	IB	IIB	IIIA	IVA	VA	VIA	VIIA	VIIIA																																																																																																						
	1.0079	6.941	9.0122	4.0078	23.0042	51.996	54.938	58.933	58.933	58.933	63.546	65.38	10.811	12.011	14.007	15.999	18.998	4.0026																																																																																																						
	H	Li	Be	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	Cs	Ba	La-Lu	Ac-Lr	Fr	Ra																																																																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
	He	Li	Be	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	Cs	Ba	La-Lu	Ac-Lr	Fr	Ra																																																																			
	Helio	Litio	Berilio	Sodio	Magnesio	Aluminio	Silicio	Fósforo	Azufre	Cloro	Argón	Potasio	Calcio	Escandio	Titanio	Vanadio	Cromo	Manganeso	Hierro	Cobalto	Níquel	Cobre	Cinc	Galio	Arsénico	Selenio	Bromo	Kriptón	Rubidio	Estroncio	Ytrio	Zirconio	Niobio	Molibdeno	Tecnecio	Rutenio	Rodio	Paladio	Plata	Cadmio	Indio	Estañ	Antimonio	Teluro	Yodo	Xenón	Cesio	Bario	Lantánidos	Actinidos	Francio	Radio																																																																				
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	
	He	Li	Be	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	Cs	Ba	La-Lu	Ac-Lr	Fr	Ra																																																																			
	Helio	Litio	Berilio	Sodio	Magnesio	Aluminio	Silicio	Fósforo	Azufre	Cloro	Argón	Potasio	Calcio	Escandio	Titanio	Vanadio	Cromo	Manganeso	Hierro	Cobalto	Níquel	Cobre	Cinc	Galio	Arsénico	Selenio	Bromo	Kriptón	Rubidio	Estroncio	Ytrio	Zirconio	Niobio	Molibdeno	Tecnecio	Rutenio	Rodio	Paladio	Plata	Cadmio	Indio	Estañ	Antimonio	Teluro	Yodo	Xenón	Cesio	Bario	Lantánidos	Actinidos	Francio	Radio																																																																				

Copyright © 2012 Eht Generalic

LANTÁNIDOS

(1) Pure Appl. Chem., 81, No. 11, 2131-2156 (2009)
 Las masas atómicas relativas se expresadas con cinco cifras significativas. El elemento no tiene núcleos estables. El valor encerrado en paréntesis, por ejemplo [209], indica el número de masa de más larga vida del elemento. Sin embargo tres de tales elementos (Th, Pa y U) tienen un composición isotópica terrestre características, y para estos es tabulado un peso atómico.

ANEXO 6 TABLAS PARA CALCULAR BALANCE HÍDRICO POR EL MÉTODO DE THORNTHWAITE

AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 50 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
0	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41
10	41	40	39	38	37	36	36	35	34	33
20	33	32	32	31	30	30	29	28	28	27
30	27	26	25	25	24	24	23	23	22	22
40	21	21	20	20	19	19	19	18	18	18
50	17	17	17	16	16	16	15	15	15	14
60	14	14	13	13	13	13	12	12	11	11
70	11	11	11	10	10	10	10	9	9	9
80	9	9	9	8	8	8	8	8	8	8
90	7	7	7	7	7	7	7	6	6	6
100	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5
110	5	5	5	5	4	4	4	4	4	4
120	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3
130	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
140	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2
150	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
160	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
170	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
180	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
190	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
200	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
210	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
220	1	1	1	1	1					

AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 75 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
0	75	74	73	72	71	70	69	68	67	66
10	65	64	63	62	61	60	59	58	58	57
20	57	56	55	54	53	53	52	51	51	50
30	50	49	48	47	46	46	45	45	44	44
40	43	43	42	41	40	40	39	39	38	38
50	38	37	36	36	35	35	35	34	34	33
60	33	33	32	31	31	31	30	30	29	29
70	28	28	28	27	27	27	26	26	25	25
80	25	24	24	23	23	23	23	22	22	22
90	22	21	21	21	20	20	20	20	19	19
100	19	19	18	18	18	18	17	17	17	17
110	16	16	16	16	15	15	15	15	15	14
120	14	14	14	14	13	13	13	13	13	13
130	12	12	12	12	12	12	11	11	11	11
140	11	11	11	10	10	10	10	10	10	10
150	10	10	9	9	9	9	9	9	9	9
160	8	8	8	8	8	8	8	8	7	7
170	7	7	7	7	7	7	7	7	6	6
180	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
190	6	6	5	5	5	5	5	5	5	5
200	5	5	5	4	4	4	4	4	4	4
210	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
220	4	4	3	3	3	3	3	3	3	3
230	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
240	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
250	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
260	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
270	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
280	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
290	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
300	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
310	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
320	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
330	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
340	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
350	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
360	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 125 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
0	125	124	123	122	121	120	119	118	107	106
10	115	114	113	112	111	110	109	108	107	106
20	106	105	104	103	102	102	101	100	99	99
30	98	97	96	95	94	94	93	92	91	90
40	90	89	88	87	86	86	85	84	84	83
50	83	82	82	81	80	80	79	79	78	77
60	76	76	75	74	74	73	73	72	72	71
70	70	70	69	69	68	68	67	67	66	65
80	65	64	64	63	63	62	62	61	61	60
90	60	59	59	58	58	57	57	56	56	55
100	55	55	54	54	53	53	53	52	52	51
110	51	51	50	50	49	49	49	48	48	47
120	47	47	46	46	45	45	45	44	44	43
130	43	43	42	42	41	41	41	41	40	40
140	40	40	39	39	39	38	38	38	38	37
150	37	37	36	36	36	35	35	35	35	34
160	34	34	33	33	33	32	32	32	32	31
170	31	31	31	30	30	30	30	30	30	29
180	29	29	29	29	28	28	28	27	27	27
190	26	26	26	26	26	25	25	25	25	25
200	24	24	24	24	24	23	23	23	23	23
210	22	22	22	22	22	22	22	21	21	21
220	21	21	21	21	20	20	20	20	20	20
230	19	19	19	19	19	18	18	18	18	18
240	18	18	17	17	17	17	17	17	17	17
250	16	16	16	16	16	16	16	16	15	15
260	15	15	15	15	15	14	14	14	14	14
270	14	14	14	14	14	13	13	13	13	13
280	13	13	13	13	13	12	12	12	12	12
290	12	12	12	12	12	11	11	11	11	11
300	11	11	11	11	11	10	10	10	10	10
310	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9
320	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
330	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
340	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8

CONTINUACIÓN DEL CUADRO: AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 125 MM

PE	0	5		PE	0	5				
350	7	7		450	3	3				
360	7	6		460	3	3				
370	6	6		470	3	3				
380	6	5		480	2	2				
390	5	5		490	2	2				
400	5	5		500	2	2				
410	4	4		510	2	2				
420	4	4		520	2	2				
430	4	4		530	2	2				
440	3	3		540	2	1				

AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 150 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
0	150	149	148	147	146	145	144	143	142	141
10	140	139	138	137	136	135	134	133	132	131
20	131	130	129	128	127	127	126	125	124	123
30	122	122	121	120	119	118	117	116	115	114
40	114	113	113	112	111	111	110	109	108	107
50	107	106	106	105	104	103	103	102	101	100
60	100	99	98	97	97	97	96	95	94	93
70	93	92	92	91	90	90	89	89	88	87
80	87	86	86	85	84	84	84	83	83	82
90	82	81	81	80	79	79	78	77	77	76
100	76	76	75	75	74	74	73	7	72	71
110	71	71	70	70	69	69	68	68	67	67
120	66	66	66	65	65	64	64	63	63	62
130	62	62	61	61	60	60	60	59	59	58
140	58	58	57	57	56	56	55	55	54	54
150	54	53	53	53	52	52	52	52	51	51

CONTINUACIÓN DEL CUADRO: AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 150 MM

160	51	51	50	50	50	49	49	48	48	47
170	47	47	47	46	46	46	45	45	45	44
180	44	44	44	43	43	43	42	42	42	41
190	41	41	41	40	40	40	40	39	39	39
200	39	38	38	38	37	37	37	37	36	36
210	36	36	35	35	35	35	35	34	34	34
220	34	34	33	33	33	33	33	32	32	32
230	32	31	31	31	31	31	30	30	30	30
240	30	29	29	29	29	29	28	28	28	28
250	28	27	27	27	27	27	26	26	26	26
260	26	26	25	25	25	25	25	24	24	24
270	24	24	24	23	23	23	23	23	23	23
280	22	22	22	22	22	22	22	22	21	21
290	21	21	21	20	20	20	20	20	20	20
300	20	19	19	19	19	19	19	19	18	18
310	18	18	18	18	18	18	18	17	17	17
320	17	17	17	17	17	17	17	16	16	16
330	16	16	16	16	16	16	16	15	15	15
340	15	15	15	15	15	15	14	14	14	14
350	14	14	14	14	14	14	14	13	13	13
360	13	13	13	13	13	13	13	12	12	12
370	12	12	12	12	12	12	12	12	11	11
380	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
390	11	11	11	10	10	10	10	10	10	10
400	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9
410	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
420	9	9	9	8	8	8	8	8	8	8
430	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
440	8	8	8	7	7	7	7	7	7	7
450	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
460	7	7	7	7	6	6	6	6	6	6
470	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
480	6	6	6	6	6	6	6	6	5	5
490	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
500	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5

AGUA RETENIDA EN EL SUELO PARA DIVERSOS VALORES DE EVATRANSPIRACIÓN POTENCIAL PARA UN MÁXIMO DE ALMACENAJE EN EL SUELO DE 150 MM

PE	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Agua retenida en el suelo										
510	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4
520	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
530	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
540	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
550	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3
560	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
570	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
580	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
590	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
600	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2
610	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
620	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
630	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
640	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
650	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
660	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
670	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
680	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
690	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
700	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
710	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
720	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
730	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
740	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
PE	0	5		PE	0	5		PE	0	5
750	1	1		790	1	1		830	1	1
760	1	1		800	1	1		840	1	1
770	1	1		810	1	1				
780	1	1		820	1	1				



Ingeniería en
Energías
Renovables