

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN GEOGRAFÍA Y
GEOMÁTICA**

"ING. JORGE L.TAMAYO" A.C.

CentroGeo

Centro Público de Investigación CONACYT

Análisis de métodos alternativos para obtener información de temperatura del aire y estimar evapotranspiración usando imágenes satelitales

Tesis

Que para obtener el grado de Maestro en Geomática

Presenta:

Edgar Ricardo Rosales Arriaga

Supervisor Principal:
Felipe Omar Tapia Silva

Comité Supervisor:
María del Carmen Reyes Guerrero

Comité Supervisor:
Alejandra Aurelia Lopez Caloca

México, D.F., Febrero, 2011

© CentroGeo. Derechos reservados. El autor otorga a CentroGeo el permiso de reproducir y distribuir copias de esta tesis en su totalidad o en partes.

Resumen

En los últimos años el estudio de las variables del clima como la temperatura y la evaporación han tomado mayor importancia debido a la denominada crisis de insuficiencia del agua. El estudio del comportamiento de las variables de clima busca establecer requisitos, criterios e indicadores que permitan formular políticas públicas para la prevención, gestión y en general el mejoramiento del medio ambiente. Es aquí donde la Geomática juega un papel primordial. Por medio de disciplinas científicas como percepción remota o análisis espacial para estudiar las variables mencionadas, generar información y conocimiento de su variabilidad espacial y temporal, definir métodos que permitan medirla y comunicar la información generada para brindar mejor asistencia a los tomadores de decisiones. La estimación y validación de la temperatura y evapotranspiración resultan ser excelentes indicadores de procesos diversos como el ciclo hidrológico, el balance energético superficial y otros más generales como lo es el cambio climático y el cambio global. Vale aclarar que esta tesis no es un estudio relacionado de estos cambios, se trata de una investigación dedicada a analizar métodos de estimación de las variables climáticas mencionadas para generar información y conocimiento, que están directamente relacionadas con dichos cambios.

Dedicatoria

La presente tesis se la dedico a mi madre quien es la mejor mama del mundo, gracias por todo el amor, apoyo y la confianza que siempre depositaste en mí y porque siempre has estado a mi lado incondicionalmente. Te quiero mucho.

Agradecimientos

A Dios por haberme permitido llegar hasta este punto y haberme dado la salud para lograr mis objetivos, a demás de su infinita bondad y amor.

Quiero agradecer sinceramente a mi director de Tesis, Dr. Felipe Omar Tapia Silva, a la Dra. Carmen Reyes y Dra. Alejandra Lopez por todos sus conocimientos, sus orientaciones, su manera de trabajar, su paciencia y su motivación que han sido fundamentales en mi formación académica y que a la vez su ejemplo me impulsa a continuar con mis estudios de posgrado.

También agradezco todos los consejos recibidos a lo largo de los últimos años por todos mis profesores y personal del CentroGeo en especial a Yosú Rodríguez, Fernando Lopez y José Luis Silvan por todo su apoyo, consejo y observaciones que contribuyeron a mejorar este trabajo de tesis de maestría.

A todos mis amigos y compañeros de maestría con quien discutí varios de los temas de mi tesis, les agradezco por todas sus opiniones y consejos principalmente a Claudia Coronel porque siempre ha tenido la paciencia de escuchar mis teorías y darme su opinión imparcial, también a Guisselle Arauz, Porto carrero Resendiz, Javier Martínez, Edson Real, Ameris Contreras y Betsabe de la Barreda por todo el apoyo, los consejos y palabras de ánimo que me brindaron en las diferentes etapas de mi tesis.

Edgar Ricardo Rosales Arriaga.

Tabla de contenido

CENTRO PÚBLICO DE INVESTIGACIÓN CONACYT	I
RESUMEN	II
DEDICATORIA	III
AGRADECIMIENTOS	IV
TABLA DE CONTENIDO	V
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABLAS	X
I. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN	1
1.1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.2. PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA Y JUSTIFICACIÓN.....	4
1.3. OBJETIVO	5
1.4. METAS.....	5
II. MARCO TEÓRICO	6
2.1. GEOMÁTICA PARA EL ESTUDIO DE VARIABLES CLIMÁTICAS.....	6
2.1.1. PERCEPCIÓN REMOTA.....	9
2.1.2. ANÁLISIS ESPACIAL	10
2.2. TEMPERATURA Y EVAPOTRANSPIRACIÓN	19
2.2.1. TEMPERATURA, EVAPOTRANSPIRACIÓN Y SU IMPORTANCIA COMO INDICADORES EN EL ESTUDIO DEL CLIMA.....	21
2.2.2. MEDICIONES DE TEMPERATURA Y EVAPOTRANSPIRACIÓN	22
2.2.2.1 REPRESENTATIVIDAD ESPACIAL DE VARIABLES CLIMÁTICAS MEDIDAS EN CAMPO	25
2.2.3. ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA DEL AIRE Y EVAPOTRANSPIRACIÓN	27
2.2.3.1 ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA DEL AIRE A PARTIR DE TEMPERATURA SUPERFICIAL OBTENIDA POR SENSORES REMOTOS	27
2.2.3.2. MODELOS CLÁSICOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN	31
2.2.3.3. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POR SENSORES REMOTOS.....	37
III. ENFOQUE METODOLÓGICO	46
3.1. MODELO PARA LA ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA DEL AIRE, EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y REAL	46
3.2. DEFINICIÓN DE PERÍODOS DE ANÁLISIS Y ZONAS DE AGRUPACIÓN ESPACIAL.....	47
3.3. ADQUISICIÓN DE DATOS SATELITALES Y MEDIDOS EN CAMPO	49
3.4. OBTENCIÓN DE MODELOS DE PARA LA ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA DEL AIRE	55
3.5. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL.....	56
3.6. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	58
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	59

4.1. ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA DEL AIRE A PARTIR DE TEMPERATURA DE SUPERFICIE	59
4.1.1. RESULTADOS POR ESTADO	59
4.1.2. RESULTADOS A NIVEL PAÍS.....	64
4.1.3. RESULTADOS POR REGIONES HIDROLÓGICAS.....	66
4.1.3.1. RESULTADOS POR REGIONES HIDROLÓGICAS INCLUYENDO NDVI.....	68
4.1.4. ANÁLISIS DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL.....	69
4.2. RESULTADOS DE ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	70
4.2.1. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL.....	70
4.2.2. ESTIMACIÓN DE SUPERFICIES DE EVAPORACIÓN PAN.....	75
4.2.3. VALIDACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL CON SUPERFICIES DE EVAPORACIÓN PAN.....	80
4.2.4. RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	88
V. CONCLUSIONES	91
5.1. CONCLUSIONES DE LA ESTIMACIÓN DE TA A PARTIR DE LST A DIFERENTES ESCALAS DE AGREGACIÓN ESPACIAL	91
5.2. CONCLUSIONES SOBRE LA ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	92
5.2.1. CONCLUSIONES SOBRE EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	93
5.2.2. CONCLUSIONES SOBRE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	94
5.3. PERTINENCIA DEL ENFOQUE DESDE LA GEOMÁTICA PARA EL ESTUDIO DE TEMPERATURA DEL AIRE Y EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	95
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	97
ANEXO 1	102
ANEXO 2	104

Lista de figuras

FIGURA 2.1. INCLUSIÓN DE LOS ESTUDIOS DE DEFINICIÓN DE VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE TEMPERATURA DEL AIRE (TA) Y EVAPOTRANSPIRACIÓN EN EL CAMPO DE LA GEOMÁTICA.....	7
FIGURA 2.2. ÁRBOL DE DECISIONES PARA LA SELECCIÓN DE TÉCNICA DE ANÁLISIS ESPACIAL (HENGL, 2009, PÁG. 32).....	12
FIGURA 2.3. REPRESENTACIÓN VISUAL DE LOS TRES DIFERENTES PATRONES ESPACIALES EN QUE PUEDE ESTAR ORDENADA UNA VARIABLE EN UN MAPA DE CELDAS REGULAR Y SUS RESPECTIVOS COEFICIENTES <i>I</i> DE MORÁN (VILALTA, 2002).....	15
FIGURA 2.4 MUESTRA EL RESULTADO DE MEDICIONES EN CAMPO Y LAS ESTIMACIONES DE ET. GARATUZA, <i>ET AL.</i> , (2005).	38
FIGURA 2.5 COMPARACIÓN DE ESTIMACIONES DE ETR ESTIMADA CON INFORMACIÓN SATELITAL Y CON DATOS MEDIDOS EN CAMPO. RIVAS <i>ET AL.</i> , (2003).	39
FIGURA 2.6 RESULTADOS DE TSOUNI <i>ET AL.</i> 2008. FAO PENMAN-MONTEITH (ETP), CARLSON-BUFFUM (ETC) Y GRANGER (ETG). TSOUNI <i>ET AL.</i> (2008).....	40
FIGURA 2.7 SEBAL = ET REAL POR SENSORES REMOTOS; PAN = EVAPORACIÓN PAN DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE FERGHANA; EVAPOT = SIMULACIÓN ETP DEL SOFTWARE EVAPOT (CHOLPONKULOV, 2002); PM = ETP PENMAN-MONTEITH (ESTÁNDAR); HG = ETP HARGREAVES (ESTÁNDAR); MH = MODIFICADO DE HARGREAVES; IV = ETP IVANOV (ESTÁNDAR). CHEMIN (2003).	42
FIGURA 2.8 COEFICIENTE DE CULTIVOS (KC) FAO 56 VS KC MID E1. ALLEN ET AL. (1998)	44
FIGURA 3.1 MODELO METODOLÓGICO GENERAL PARA LA ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANS-PIRACIÓN ETP Y ETR CON DATOS PROVENIENTES DE PR Y VALIDADO CON MEDICIONES EN CAMPO.....	47
FIGURA 3.2. VALORES DE TEMPERATURA DEL AIRE (TA) MEDIDAS EN LAS ESTACIONES EN MÉXICO PARA LA FECHA DEL 22 AL 29 DE ABRIL DEL 2007 (DÍA JULIANO 113). A) AGRUPACIÓN POR ESTADOS Y B) POR REGIONES HIDROLÓGICAS. EJEMPLOS DE DOS MOSAICOS (6 TILES) DE PRODUCTOS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL (LST) DE MODIS PARA EL PERIODO DE ANÁLISIS 113, C) TERRA Y D) AQUA.	50
FIGURA 4.1 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN PARA EL PERIODO CORRESPONDIENTE AL DÍA JULIANO 337 ENTRE LAS VARIABLES TEMPERATURA DEL AIRE (TA) COMO VARIABLE DEPENDIENTE Y TEMPERATURA SUPERFICIAL (LST) E ÍNDICE NORMALIZADO DE VEGETACIÓN (NDVI) PROVENIENTES DEL SENSOR MODIS TERRA PARA TODAS LAS ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS DEL PAÍS. IZQUIERDA: 2007, DERECHA: 2008.....	63
FIGURA 4.2 RESULTADOS DE TA ESTIMADA CON DATOS DE PR PARA TEMPERATURAS MÁXIMAS (LSTMAX) Y MÍNIMAS (LSTMIN) DE LOS DIFERENTES PERIODOS DE ANÁLISIS 113, 257 Y 337 DE LOS AÑOS 2007 Y 2008.....	64
FIGURA 4.3. CORRELACIONES DE TA (MÁXIMA) PARA TODOS LAS FECHAS DE ANÁLISIS.....	65

FIGURA 4.4 VALORES ESTIMADOS DE TA PARA TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE EN TODAS LAS FECHAS DE ANÁLISIS.	65
FIGURA 4.5. MEJOR CORRELACIÓN OBTENIDA ENTRE TA Y LST AL AGREGAR ESTACIONES POR REGIÓN HIDROLÓGICA. LST CORRESPONDE AL SENSOR MODIS AQUA PARA EL DÍA JULIANO 337 DE 2008.	67
FIGURA 4.6 SE PRESENTAN LOS RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DE ETP PARA EL AÑO 2007, DICHS MAPAS FUERON GENERADOS CON INFORMACIÓN PROVENIENTES DEL SENSOR MODIS Y LA ECUACIÓN DE ETP DE HARGREAVES (1985), LOS MAPAS CORRESPONDEN A LAS TRES FECHAS DE ANÁLISIS: A) PRIMAVERA, DÍA JULIANO 113, B) VERANO, DÍA JULIANO 257 Y C) INVIERNO, DÍA JULIANO 337.	71
FIGURA 4.7, SE PRESENTAN LOS RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DE ETP PARA EL AÑO 2008, DICHS MAPAS FUERON GENERADOS CON INFORMACIÓN PROVENIENTES DEL SENSOR MODIS Y LA ECUACIÓN DE ETP DE HARGREAVES (1985), LOS MAPAS CORRESPONDEN A LAS TRES FECHAS DE ANÁLISIS: A) PRIMAVERA, DÍA JULIANO 113, B) VERANO, DÍA JULIANO 257 Y C) INVIERNO, DÍA JULIANO 337.	73
FIGURA 4.8 SE PRESENTAN LOS RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DE SUPERFICIES PAN PARA EL AÑO 2007, DICHS MAPAS FUERON GENERADOS CON INFORMACIÓN PROVENIENTES DE LA BASE DE DATOS CLICOM DEL SMN Y EL MÉTODO DE INTERPOLACIÓN KRIGING ORDINARIO, LOS MAPAS CORRESPONDEN A LAS TRES FECHAS DE ANÁLISIS DEL 2007: A) PRIMAVERA, DÍA JULIANO 113, B) VERANO, DÍA JULIANO 257 Y C) INVIERNO, DÍA JULIANO 337.....	75
FIGURA 4.9, AJUSTE DEL VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 113 DEL AÑO 2007.	76
FIGURA 4.10, VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 257 DEL AÑO 2007.	77
FIGURA 4.11, VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 337 DEL AÑO 2007.	77
FIGURA 4.12 SE PRESENTAN LOS RESULTADOS DE LA ESTIMACIÓN DE SUPERFICIES PAN PARA EL AÑO 2008, LOS MAPAS FUERON GENERADOS CON INFORMACIÓN PROVENIENTES DE LA BASE DE DATOS CLICOM DEL SMN Y EL MÉTODO DE INTERPOLACIÓN KRIGING ORDINARIO, PARA LAS TRES FECHAS DE ANÁLISIS DEL AÑO 2008: A) PRIMAVERA, DÍA JULIANO 113, B) VERANO, DÍA JULIANO 257 Y C) INVIERNO, DÍA JULIANO 337.....	78
FIGURA 4.13, VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 113 DEL AÑO 2008.	79
FIGURA 4.14, VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 257 DEL AÑO 2008.	79
FIGURA 4.15, VARIOGRAMA UTILIZADO PARA INTERPOLAR DATOS PAN PARA EL PERIODO 337 DEL 2008.	80
FIGURA 4.16, MAPAS DE ESTIMACIONES DE ETP Y SUPERFICIES PAN UTILIZADAS EN LAS CORRELACIONES OLS EN LA VALIDACIÓN DE ETP PARA LOS AÑOS 2007 Y 2008.	81
FIGURA 4.17. PROMEDIOS DE LOS VALORES ESTIMADOS DE ETP CONTRA LOS VALORES PAN MEDIDOS EN CAMPO Y EL VALOR ESTIMADO POR OLS PARA LOS DIFERENTES FECHAS DE ANÁLISIS.....	82

FIGURA 4.18. PROMEDIOS DE LOS VALORES ESTIMADOS DE ETP CONTRA LOS VALORES PAN CORRELACIONADOS MEDIANTE OLS PARA LOS DIFERENTES PERIODOS ANALIZADOS A TRAVÉS DE UNA VENTANA DE 3 X 3 PÍXELES (VENTANA QUE REPRESENTA UN ÁREA DE 9 KM ²).	83
FIGURA 4.19, RESULTADOS DE AGREGACIÓN ESPACIAL DE PROMEDIOS DE ETP EN VENTANA DE ANÁLISIS DE LOS DIFERENTES FECHAS 113, 257 Y 337 PARA EL AÑO 2007.....	84
FIGURA 4.20, RESULTADOS DE LA AGREGACIÓN ESPACIAL DE LOS PROMEDIOS DE ETP EN CADA VENTANA DE ANÁLISIS PARA EL AÑO 2008 EN LAS DIFERENTES FECHAS ANALIZADAS 113, 257 Y 337.	85
FIGURA 4.21, RESULTADOS DE LA AGREGACIÓN ESPACIAL DE LOS PROMEDIOS DE PAN EN CADA VENTANA DE ANÁLISIS PARA EL AÑO 2007 EN LOS DIFERENTES PERIODOS ANALIZADOS 113, 257 Y 337.....	86
FIGURA 4.22, RESULTADOS DE LA AGREGACIÓN ESPACIAL DE LOS PROMEDIOS DE PAN EN CADA VENTANA DE ANÁLISIS PARA EL AÑO 2008 EN LOS DIFERENTES PERIODOS ANALIZADOS 113, 257 Y 337.....	87
FIGURA 4.23, CORRELACIONES R A NIVEL NACIONAL ENTRE LAS ESTIMACIONES DE ETP CONTRA MEDICIONES PAN EN DIFERENTES VENTANAS DE AGREGACIÓN ESPACIAL PARA LOS AÑOS 2007 Y 2008.	88

Lista de tablas

TABLA 2.1. EJEMPLO DEL CÁLCULO DE LA RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE R_A SIGUIENDO LA ECUACIÓN 25 CON DATOS REALES ESTIMADOS EN ESTA TESIS.....	36
TABLA 4.1 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE CORRELACIÓN A NIVEL NACIONAL Y ESTATAL ENTRE LAS VARIABLES LST Y TA PARA LA FECHA REPRESENTATIVA CORRESPONDIENTE A LOS DÍAS JULIANOS 113, 257 Y 337 Y PARA LOS AÑOS 2007 Y 2008, LOS DATOS PROVIENEN DEL SATÉLITE TERRA-1.	60
TABLA 4.2. CORRELACIONES R Y R^2 ENCONTRADAS EN LA ESTIMACIÓN DE TA (MÁXIMA) PARA TODOS LOS PERIODOS JULIANOS DEL 2007 Y 2008.....	65
TABLA 4.3. CORRELACIONES ENCONTRADAS EN LA ESTIMACIÓN DE TA PARA TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE EN TODOS LOS PERIODOS ANALIZADOS DEL 2007 Y 2008.	65
TABLA 4.4 RESULTADOS DE ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ENTRE TA MÁXIMA DE ESTACIONES AGREGADAS POR REGIÓN HIDROLÓGICA (RH) Y LSTMAX PROVENIENTE DEL SENSOR MODIS DE LOS SATÉLITES TERRA Y AQUA, PARA LOS DÍAS JULIANOS 113, 257 Y 337 EN LOS AÑOS 2007 Y 2008. DONDE (RH): 09 SONORA SUR, 12 LERMA-SANTIAGO Y 30 GRIJALVA-USUMACINTA	66
TABLA 4.5. RESULTADOS DE ANÁLISIS DE CORRELACIÓN MULTIVARIADO PARA TA DE ESTACIONES AGREGADAS POR REGIÓN HIDROLÓGICA COMO VARIABLE DEPENDIENTE, Y COMO DEPENDIENTES O PREDICTORAS LST E ÍNDICE NORMALIZADO DE VEGETACIÓN NDVI PROVENIENTE DE MODIS TERRA Y AQUA, PARA LOS DÍAS JULIANOS 113, 257 Y 337 EN LOS AÑOS 2007 Y 2008.	68
TABLA 4.6. RESULTADOS DEL ANÁLISIS I DE MORAN A NIVEL ESTATAL Y NACIONAL ENTRE LAS VARIABLES LST Y TA PARA LA FECHA REPRESENTATIVA CORRESPONDIENTE A LOS DÍAS JULIANOS 113, 257 Y 337 Y PARA LOS AÑOS 2007 Y 2008, LOS DATOS DE LST PROVIENEN DEL SATÉLITE TERRA-1 Y LOS DE TA DEL SMN.....	69
TABLA 4.7 RESULTADOS DE R ENCONTRADOS EN LAS CORRELACIONES OLS ENTRE ETP Y PAN PARA LOS AÑOS 2007 Y 2008.....	81
TABLA 4.8. PROMEDIOS DE LOS VALORES ESTIMADOS DE ETP CONTRA LOS VALORES PAN MEDIDOS EN CAMPO Y EL VALOR ESTIMADO POR OLS PARA LOS DIFERENTES PERIODOS DE ANÁLISIS DEL 2007 Y 2008.....	82
TABLA 4.9 PROMEDIOS DE LOS VALORES ESTIMADOS DE ETP CONTRA LOS VALORES PAN CORRELACIONADOS MEDIANTE OLS PARA LOS DIFERENTES PERIODOS ANALIZADOS A TRAVÉS DE UNA VENTANA DE 3 X 3 PÍXELES (VENTANA QUE REPRESENTA UN ÁREA DE 9 KM ²).	83
TABLA 4.10, CORRELACIONES R A NIVEL NACIONAL ENTRE LAS ESTIMACIONES DE ETP GENERADAS POR PR Y LA ECUACIÓN DE HARGREAVES CONTRA MEDICIONES PAN, DONDE LA COLUMNA R SON LAS CORRELACIONES ENCONTRADAS ENTRE ETP Y PAN, EL RESTO DE LAS COLUMNAS $V_{\#*#}$ REPRESENTA EL PROMEDIO DE R DE LAS DIFERENTES VENTANAS DE ANÁLISIS.....	88
TABLA A2.1. DESCRIPCIÓN DE CARACTERÍSTICAS DE IMÁGENES MODIS: TOTAL DE CANALES, RESOLUCIÓN ESPECTRAL, LONGITUD DE ONDA Y RESOLUCIÓN ESPACIAL DE LAS IMÁGENES MODIS	106

I. Planteamiento de la investigación

En este capítulo introductorio se presenta la idea de la investigación y su justificación.

1.1. Introducción.

En los últimos años el estudio de las variables del clima como la temperatura y la evaporación han tomado mayor importancia debido a la denominada crisis de insuficiencia del agua. Las pérdidas del preciado líquido se presentan debido a que todo tipo de agua en la superficie terrestre se encuentra expuesta a la evaporación que en gran medida es provocada por la temperatura y otros factores climatológicos. La evaporación es resultado del proceso físico, por el cual, el agua en la superficie de la tierra al incrementar su temperatura cambia de estado líquido a gaseoso, retornando directamente a la atmósfera en forma de vapor. Al proceso que transfiere el agua contenida en las plantas a la atmósfera se conoce como transpiración. Mientras que al proceso que transfiere agua de vuelta a la atmósfera a partir de cualquier otro tipo de superficie terrestre (no vegetada) se conoce como evaporación. A la conjunción de ambos se le denomina evapotranspiración.

El vapor de agua está presente en la atmósfera en cantidades variables, a simple vista lo podemos observar cuando a diferencias de temperatura en el ambiente el vapor se condensa y forma nubes o neblinas. Por otro lado, en los últimos años se ha registrado un incremento en el número de desastres naturales causados por diversos acontecimientos meteorológicos extremos como las tormentas tropicales dentro de las cuales se clasifican a los huracanes, también encontramos sequías o heladas intensas provocadas por incrementos o decrementos de la temperatura. Tales eventos meteorológicos se ven afectados directamente por la presencia del vapor de agua en la atmósfera.

El estudio de los elementos del clima permite conocer el grado de vulnerabilidad, resiliencia y adaptabilidad de diferentes ecosistemas y factores sociales, económicos y geográficos que se ven afectados por eventos hidrometeorológicos extremos. Estas afectaciones de grupos, sectores o regiones a los riesgos por la exposición a condiciones climáticas extremas se describe mediante indicadores que al ser analizados permiten identificar prioridades y establecer medidas de adaptación (Downing *et al.* 2005, 67-90p). Dentro de la construcción de indicadores que mejor describen el clima, la temperatura y la evaporación juegan un papel muy importante, ya que estas variables climáticas intervienen en la mayoría de los procesos hidrometeorológicos y están presentes en todos los cambios de energía provocados por la radiación solar en la superficie de la tierra.

En este sentido, el estudio del comportamiento de las variables de clima busca establecer requisitos, criterios e indicadores que permitan formular políticas públicas para la prevención, gestión y en general el mejoramiento del medio ambiente. Es aquí donde la Geomática juega un papel primordial. Por medio de disciplinas científicas como percepción remota o análisis espacial para estudiar las variables mencionadas, generar información y conocimiento de su variabilidad espacial y temporal, definir métodos que permitan medirla y comunicar la información generada para brindar mejor asistencia a los tomadores de decisiones. La estimación y validación de la temperatura y evapotranspiración resultan ser excelentes indicadores de procesos diversos como el ciclo hidrológico, el balance energético superficial y otros más generales como lo es el cambio climático y el cambio global. Vale aclarar que esta tesis no es un estudio relacionado de estos cambios, se trata de una investigación dedicada a analizar métodos de estimación de las variables climáticas mencionadas para generar información y conocimiento, que están directamente relacionadas con dichos cambios.

Este trabajo muestra los alcances para generar información confiable de variables climáticas "temperatura del aire y evapotranspiración". En el

primer capítulo se describe la importancia de dichas variables y se definen las metas y objetivos que permitirán realizar estimaciones confiables de ellas a partir de información satelital. En el segundo capítulo se describen los modelos clásicos y el estado del arte de los modelos que han logrado realizar estimaciones confiables tanto de temperatura del aire como de evapotranspiración. En el tercer capítulo se describe la metodología que se desarrolló, utilizando el modelo propuesto por Hargreaves *et al.* (1985) para la estimación de la evapotranspiración potencial (ETp) así como el modelo propuesto por Senay, *et al.* (2007) ("*Simplified Surface Energy Balance model*", SSEB) para la estimación de la evapotranspiración real (ETr). En el capítulo cuarto se presentan los resultados y finalmente en el capítulo quinto se dan las conclusiones de los logros y resultados alcanzados en el desarrollo de este trabajo donde cabe destacar que el mayor aporte de esta investigación está relacionado con la estimación de la temperatura del aire por medio de imágenes satelitales de la superficie terrestre ya que se presentan resultados con excelentes estimaciones que muestran la variabilidad espacial y temporal de la temperatura del aire a nivel nacional.

Autores como Tapia *et al.* 2010; Kawashima *et al.*, 2000; Jones *et al.*, 2004; Mostovoy *et al.* 2006 mencionan que por medio de sensores remotos es posible obtener cierta información de variables climáticas, como la temperatura del aire, pero que dicha información necesita ser complementada (validada y calibrada) antes de ser utilizada como los insumos obtenidos mediante mediciones en campo.

En esta tesis se utilizaron imágenes satelitales provenientes del sensor MODIS para obtener datos que permitieron estimar la temperatura de superficie y evapotranspiración. Los datos provenientes de las imágenes satelitales se calibraron con información real, proveniente de observatorios meteorológicos y estaciones climatológicas convencionales y automática.

1.2. Planteamiento de la problemática y justificación

La evaporación o evapotranspiración y la temperatura del aire son las variables biofísicas más importantes que se utilizan frecuentemente en estudios para estimar aspectos del ciclo hidrológico como por ejemplo: el balance hídrico en cuencas y/o regiones hidrológicas, gastos de agua en lagos y presas, irrigación de cultivos y estrés hídrico de la vegetación. Estas variables climáticas son tan esenciales que el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con registros de temperatura del aire y evaporación desde el año 1912.

Sin embargo, estos resultan insuficientes debido entre otros aspectos a la extensión territorial, heterogeneidad orográfica como ecosistémica, a los costos de adquisición y mantenimiento de estaciones climatológicas automáticas y/o creación de nuevos observatorios meteorológicos. Por lo que resulta muy difícil concebir que en un futuro cercano se cuente con la infraestructura necesaria que permita una buena cobertura nacional de datos climatológicos que caractericen de forma adecuada la variabilidad espacial de México.

De acuerdo con datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) México tiene una extensión de 1,964,375 Km²; 1,959,248 Km² son de extensión continental y 5,127 Km² corresponden a superficie insular. Los datos meteorológicos reportados por el SMN provienen de 3,286 sitios de observación entre los que se encuentran observatorios y estaciones climatológicas convencionales y automáticas. Además estima que cada dato reportado es representativo de un área de 100 Km², en total se cubren 328,600 km² que representan el 16.8% del territorio nacional. Se hace evidente que la mayoría de los cálculos realizados a nivel local, regional y nacional carecen de una buena representatividad de las variables climatológicas y por lo tanto se requieren datos más consistentes para realizar el cálculo de modelos que nos permitirán obtener mejores

estimaciones de temperatura del aire y evaporación a nivel regional y/o nacional.

Por lo anterior, esta investigación plantea alternativas a partir de percepción remota, de la estimación de variables climatológicas más confiables que permitan una mejor caracterización del territorio y además se complementen con las mediciones en campo actualmente disponibles, todo esto con la finalidad de ofrecer estimaciones de evapotranspiración y de temperatura del aire más aproximadas a la realidad. Para lograr lo anterior, se requiere del análisis espacial para la generación de modelos de ajuste entre variables medidas en campo y de percepción remota que den como resultado mapas continuos de la temperatura del aire y de la evapotranspiración a niveles locales, regionales y nacionales que expliquen la variabilidad temporal y espacial de estas variables climatológicas.

1.3. Objetivo

Explorar las posibilidades desde la Geomática para disponer de información de temperatura del aire para generar modelos que permitan estimar evapotranspiración en forma distribuida en México

1.4. Metas

- Definir métodos adecuados para estimar temperatura del aire utilizando productos de imágenes satelitales y datos medidos en observatorios y estaciones climatológicas.
- Utilizar los datos obtenidos para determinar evaporación a diferentes niveles de agregación espacial y compararla con mediciones en campo.

II. Marco teórico

En este capítulo se presentan dos temas fundamentales para esta investigación: el primero, relativo a la Geomática y sus disciplinas Percepción Remota y Análisis Espacial en el estudio de variables climáticas y el segundo, donde se describe la temperatura del aire, la evapotranspiración y su importancia como indicadores en el estudio del clima y otros procesos ambientales como el ciclo hidrológico.

2.1. Geomática para el estudio de variables climáticas

El clima se estudia por una combinación de las propiedades físicas de la atmósfera en un momento y lugar determinado, denominadas "elementos del tiempo y del clima"; Como son: temperatura, precipitación y humedad, dirección y fuerza del viento, presión atmosférica, nubosidad, radiación solar y visibilidad. Dichos elementos permiten estudiar el fenómeno físico de la evaporación, lo cual es muy importante, ya que el vapor de agua actúa como amortiguador de la temperatura del planeta; origina todas las formas de condensación y precipitación como nubes, rocío, lluvia, escarcha, heladas, granizo y nieve, además de ser el principal absorbente de la energía recibida por la superficie terrestre. La percepción remota, así como el análisis espacial y el modelaje juegan un papel importante en el estudio y gestión de dichos elementos ver figura 2.1.

Geomática para el estudio de variables climáticas

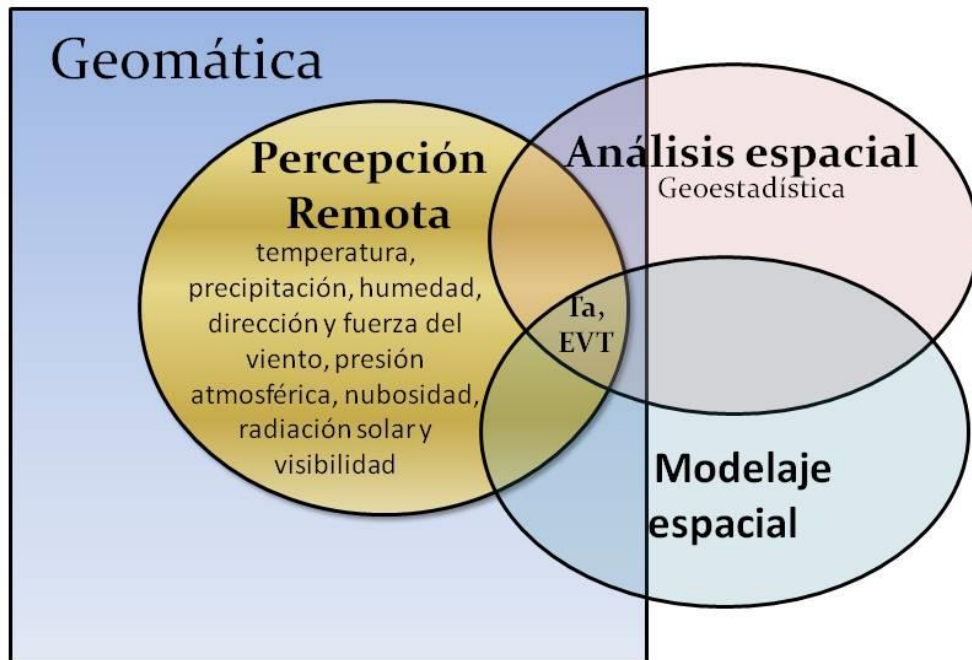


Figura 2.1. Inclusión de los estudios de definición de variabilidad espacial y temporal de Temperatura del aire (Ta) y Evapotranspiración en el campo de la Geomática.

La Geomática incluye en su campo de estudio las disciplinas fotogrametría, percepción remota, geodesia, cartografía y sistemas de información geográfica. El análisis espacial junto con el modelaje son elementos fundamentales en el desarrollo práctico y teórico de la Geomática.

La Geomática ayuda a los administradores a generar y sintetizar información y conocimiento sobre el territorio, medioambiente, tendencias, evaluar alcances y objetivos del proyecto y proveer información adicional oportuna en el desarrollo de proyectos y decisiones gerenciales. Su uso comienza con los sistemas de recolección de datos a partir de las disciplinas fotogrametría y procesamiento de imágenes, geodesia satelital, cartografía matemática, catastro multipropósito y ordenamiento territorial, sistemas de

información geográfica y continua con sistemas de análisis de bases de datos relacionales y termina con la cibercartografía y los artefactos basados en Geomática que son tecnologías que gestionan la información para la toma de decisiones y reportes, a través de un espectro completo de áreas de aplicación.

En este sentido por medio de la Geomática es posible estimar la temperatura del aire y la evapotranspiración. Para ello, por medio de sensores remotos se obtienen datos de la superficie de la tierra que al ser procesados mediante algoritmos especializados para la estimación de variables biofísicas mediante técnicas de Percepción Remota y Análisis Espacial, dan como resultado información valiosa y confiable de la superficie de la tierra que podrá ser utilizada como insumos en diferentes investigaciones científicas relacionadas al medio ambiente, la agricultura, la gestión y manejo de los recursos hídricos, entre otros.

Definiciones de Geomática

Existe una gran variedad de definiciones. En los siguientes párrafos se incluyen algunas de ellas.

Tapia (2010) escribe que Geomática es un término surgido hace unos 10 años aproximadamente para definir a un campo del conocimiento científico que emerge en el espacio convergente de otras disciplinas previas como: Sistemas de Información Geográfica, Cartografía, Percepción Remota, Geodesia y Fotogrametría. El mismo autor indica que la Geomática engloba una serie de métodos de adquisición, procesamiento, representación, análisis y sistematización de información y conocimiento con referencia geográfica, es decir con localización o entorno espacial específicos. La relación entre Geomática y sociedad es un aspecto primordial para la escuela de Carmen Reyes y el CentroGeo. Geomática es una ciencia que surge inspirada en las necesidades de la sociedad y el conocimiento surgido y se destina a encontrar soluciones adecuadas.

"... Geomática comprende la ciencia, ingeniería y arte empleada en la colecta y manejo de información geográficamente referenciada. La información geográfica juega un papel protagónico en actividades tales como monitoreo ambiental, manejo de recursos terrestres y marinos, transacciones de bienes raíces, monitoreo de presas, campos petrolíferos y minas, navegación de embarcaciones y aeronaves, oceanografía, y turismo" ([University of New Brunswick](#), Canadá, 2009).

"... Geomática es el campo de actividades en la cuales, usando un método sistemático, se integran los medios para adquirir y manejar datos espaciales requeridos como parte de las operaciones científicas, administrativas y legales involucradas en el proceso de producción de manejo de información espacial" ([Canadian Institute of Geomatics](#), 2009).

"... La Geomática se preocupa por la medición, representación, análisis, manejo, recuperación y despliegue de datos espaciales concernientes tanto a las características físicas de la Tierra como a la estructura del medio ambiente. La Geomática tiene sus fundamentos en la ingeniería topográfica pero hoy en día comprende una amplia gama en áreas de las ciencias de medición y los sistemas espaciales de información" ([University of Melbourne](#), Australia, 2009).

2.1.1. Percepción remota

Dentro del ámbito de la Geomática se utiliza la percepción remota para obtener e interpretar datos a distancia y convertir dichos datos en información valiosa sobre las características físicas de la superficie terrestre observada, usando sensores que no tienen contacto físico con el objeto que está siendo observado. Estos sensores pueden ser aerotransportados o satelitales y miden la energía electromagnética que ha interactuado con la superficie terrestre y la atmosfera. El estudio de la tierra a través de sensores remotos tiene muchos propósitos entre los que se encuentran la realización y actualización de mapas con fines militares, científicos, comerciales o pronósticos meteorológicos del tiempo mediante el estudio de variables biofísicas, entre otros. El anexo 1 profundiza en este tema y se proporcionan nociones básicas de la percepción remota. Existen diversos sensores con los que es posible implementar este trabajo, el sensor Landsat-7 ETM o ASTER por sus características espectrales, resolución espacial y temporal y el bajo costo de la adquisición de las imágenes lo hacen ideal

para la implementación de los modelos propuestos en esta tesis pero solo en áreas pequeñas o escalas locales, motivo por lo que se decidió utilizar el sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) ya que este sensor cuenta con las características espectrales que permiten realizar estimaciones de la temperatura de la superficie terrestre ("*Land Surface Temperature & Emissivity*" LST), índices normalizados de vegetación (NDVI) y otras variables biofísicas que el modelo requiere para su implementación, este sensor también cumple con las características de resolución espacial y temporal ya que incluso el periodo de análisis pueden redirse a 1, 8 o 16 días, y por último, las imágenes de este sensor no tienen costo y es fácil adquirirlas desde el portal de MODIS en internet. Una descripción más detallada de este sensor se presenta en el anexo 2.

2.1.2. Análisis espacial

Dentro del ámbito de la Geomática el análisis espacial es utilizado ampliamente para analizar y modelar los diferentes tipos y grados de las relaciones espaciales que existen entre los elementos y las variables que integran al sistema que está siendo analizado. En este estudio se utiliza al análisis espacial para determinar las posibilidades de realizar estimaciones de la evapotranspiración y aplicar modelos como los que se describen en esta sección que permitan generar mapas que muestren la variabilidad espacial y temporal. Especialmente en México, en aquellas zonas en donde se carecen de datos medidos en campo.

El análisis espacial puede definirse como el estudio cuantitativo de fenómenos localizados en el espacio (Bailey, *et al.* 1995: 7). Estos mismos autores aportan en el marco del análisis espacial mostrando situaciones en donde se observan datos de procesos operando en el espacio (el clima, la delincuencia urbana, diseminación de enfermedades o plagas) y en las que se requieren métodos para describir o explicar su comportamiento y además relacionarlo con otros fenómenos espaciales; el objetivo de incrementar el

conocimiento básico del proceso y establecer evidencias que favorezcan la predicción de valores en áreas donde no se han realizado observaciones

Las técnicas de análisis espacial permiten calibrar los datos provenientes de sensores remotos con datos medidos en campo y permiten la generación de esquemas de obtención de superficies, incluso mediante la utilización de información adicional que aporta valor a la misma información original y mejora sus cualidades de representatividad espacial (Atkinson *et al.* 2003; Tapia, *et al.* 2010). En este proceso la primera pregunta que es necesario responder es: ¿qué herramienta seleccionar de las muchas que hay en el ámbito del análisis espacial? Al respecto (Hengl, 2009: 32) aporta un árbol de decisiones (ver figura 2.2) que puede ser utilizado para tal efecto y expone que para su interpretación es necesario definir si existe un modelo determinístico de la variable de interés, en caso negativo se requiere correlacionar las variables definidas con factores medioambientales. Si estos están significativamente correlacionados es posible ajustar un modelo de regresión lineal múltiple y analizar si los residuos muestran autocorrelación espacial. Si no es así es posible realizar una estimación tipo OLS (*Ordinary Least Squares*) de los coeficientes. En el caso contrario es posible realizar regresión kriging (RK) o regresión geográficamente pesada (Geographically Weighted Regression GWR). Si los datos no muestran correlación con factores medioambientales es posible analizar el variograma de la variable de interés. Si es posible ajustar un variograma entonces es posible utilizar kriging ordinario (KO). En caso contrario se puede utilizar un interpolador mecánico como el inverso de la distancia. Si el variograma de la variable de interés no muestra autocorrelación espacial y no hay correlación con variables medioambientales entonces solo es posible estimar una media global para toda el área que sería poco útil para mostrar la variabilidad espacial del parámetro de interés.

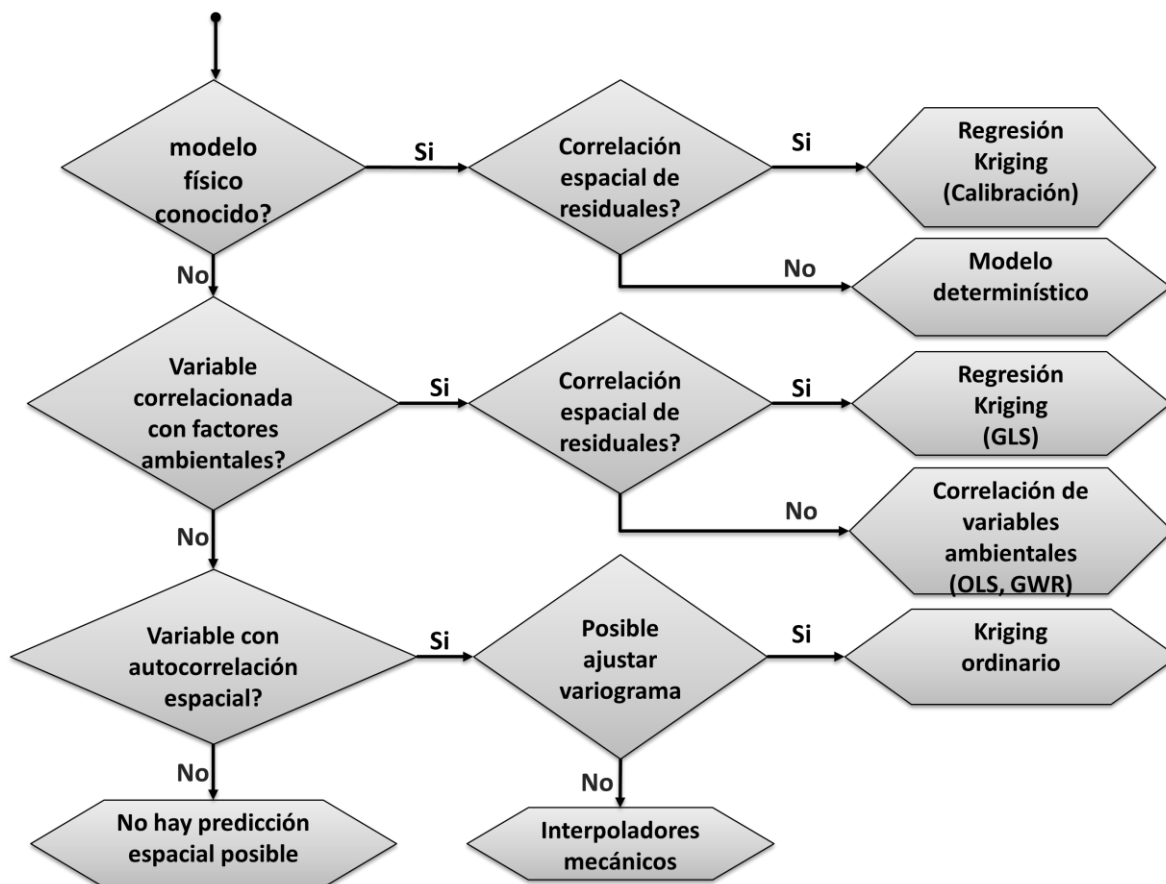


Figura 2.2. Árbol de decisiones para la selección de técnica de análisis espacial (Hengl, 2009: 32).

Análisis de regresión lineal

El análisis de regresión lineal es una técnica estadística que se aplica a una amplia variedad de problemas y es utilizada para estudiar la relación entre variables Downie *et al.* (1973: 100-130). Por ejemplo en la investigación social, el análisis de regresión se utiliza para predecir un amplio rango de fenómenos, desde medidas económicas hasta diferentes aspectos del comportamiento humano. En física se utiliza para caracterizar la relación entre variables o para calibrar medidas. Tanto en el caso de dos variables (regresión simple) como en el de más (regresión múltiple). El análisis de regresión lineal puede utilizarse para explorar y cuantificar una relación entre una variable llamada dependiente o criterio (y) y una o más variables llamadas independientes o predictoras ($X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$), así como para

desarrollar una ecuación lineal con fines predictivos (Downie *et al.* 1973: 100-130). Además, el análisis de regresión lleva asociados una serie de procedimientos de diagnóstico (análisis de los residuos, punto de influencia) que informan sobre la estabilidad del análisis y que proporcionan pistas de cómo perfeccionarlo.

Análisis de correlación

EL término correlación significa relación mutua, e indica el grado en que los valores de una variable se relacionan con los valores de otra. Su objetivo es determinar la fuerza de la relación o dependencia lineal que existe entre dos variables o más variables. Los análisis de correlación tradicionales (sin considerar la componente espacial) son útiles para un trabajo de exploración cuando se desea determinar que variables son potenciales importantes, donde el interés radica básicamente en la fuerza de la relación entre esas variables. EL grado de relación entre dos variables continuas se resume mediante un coeficiente de correlación que se conoce como "*r de Pearson*" en honor del matemático Kart Pearson. Lo que se requiere para determinar la fuerza de la relación lineal es un indicador que cumpla con las siguientes características: 1) No ser dependiente de las unidades de medida; que no le afecten unidades de las variables. 2) Que su valor sea 1 si los puntos presentan una perfecta correlación lineal positiva. 3) Que su valor sea -1 si los puntos presentan una perfecta correlación lineal negativa. 4) Que su valor sea 0 si no hay correlación lineal entre las dos variables. Sin embargo, hay que hacer notar que a pesar de que r puede valer cero, no necesariamente significa una falta de relación entre x y y puede ser una relación no-lineal de grado mayor (Downie *et al.* 1973: 100-130). El Coeficiente de Correlación de Pearson (r) deberá de ser considerado sólo como un valor de referencia de la fuerza de relación lineal entre x y y . Un valor alto de r no implica necesariamente la existencia de una relación de causa-efecto entre las dos variables, pues ambas pueden haber sido influidas

por otras variables de tipo externo. En tal caso, r solo indica tendencia de variación que no siempre implicará relación directa entre x y y .

El coeficiente de correlación lineal de Pearson se define matemáticamente con la ecuación siguiente:

$$r = \frac{N \sum xy - \sum x \sum y}{\sqrt{[N \sum x^2 - (\sum x)^2][N \sum y^2 - (\sum y)^2]}} \quad (\text{Ecuación 1})$$

donde:

r = coeficiente de correlación de Pearson.

$\sum xy$ = sumatoria de los productos de ambas variables.

$\sum x$ = sumatoria de los valores de la variable independiente.

$\sum y$ = sumatoria de los valores de la variable dependiente.

$\sum x^2$ = sumatoria de los valores al cuadrado de la variable independiente.

$\sum y^2$ = sumatoria de los valores al cuadrado de la variable dependiente.

N = tamaño de la muestra en función de parejas

I de Morán

En el análisis de datos agregados geográficamente es natural encontrar que estas unidades de análisis estén autocorrelacionadas espacialmente o sean espacialmente dependientes. Autocorrelación y dependencia espacial significan lo mismo, pero la distinción en el uso de palabras estriba en que el primer término hace simultáneamente referencia a un fenómeno y técnica estadística y la segunda a una explicación teórica. Concretamente, existe dependencia espacial cuando "el valor de la variable dependiente en una unidad espacial es parcialmente función del valor de la misma variable en unidades vecinas" (Flint *et al.* 2000:.4). Esto ocurre por una razón teóricamente importante que resume la primera ley geográfica de Tobler (1970) Todo se relaciona con todo, pero que las cosas más cercanas están más relacionadas que las cosas distantes.

El coeficiente I de Morán (1950) es la técnica estadística más frecuentemente utilizada para probar esta ley geográfica; o en una fase investigativa, poner a prueba la hipótesis de la presencia de una

autocorrelación espacial de un fenómeno y sus correspondientes niveles de concentración o de dispersión. Su diseño es muy similar al del coeficiente de correlación r de Pearson. También sus valores varían entre +1 y -1, en donde el primer valor significa una perfecta concentración (o autocorrelación) espacial y el segundo una perfecta dispersión espacial. El cero significa un patrón espacialmente aleatorio o sin orden (ver figura 2.3).

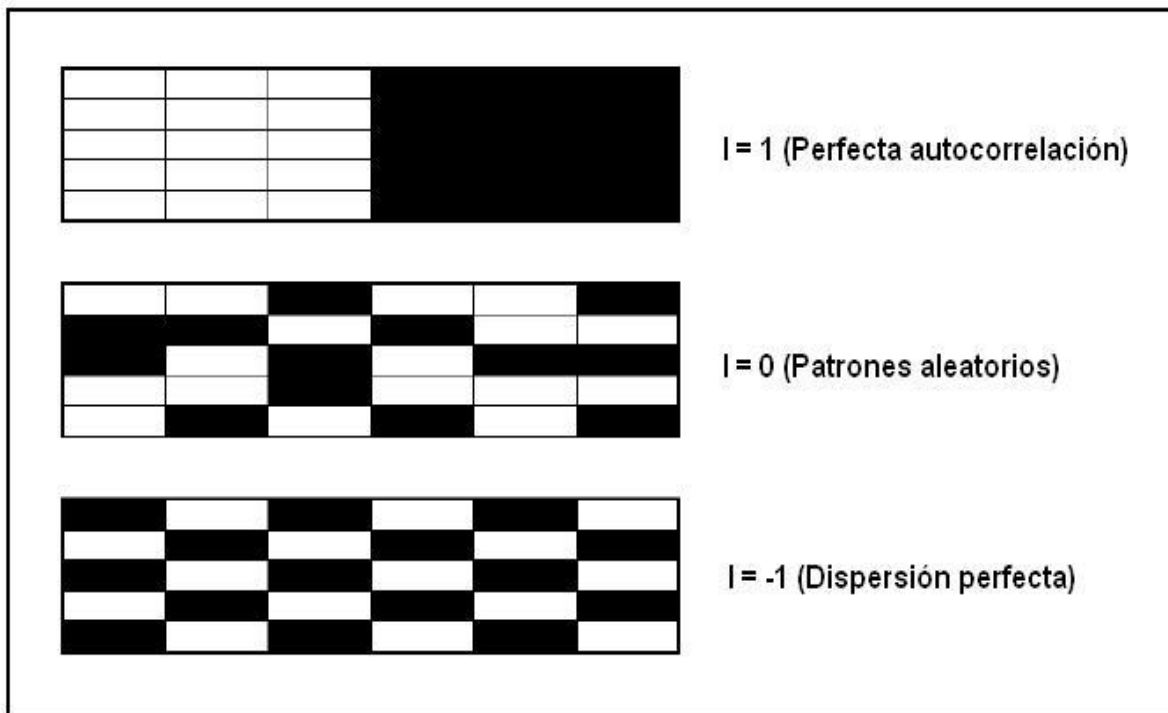


Figura 2.3. Representación visual de los tres diferentes patrones espaciales en que puede estar ordenada una variable en un mapa de celdas regular y sus respectivos coeficientes I de Morán (Vilalta, 2006: 92).

La diferencia básica entre el coeficiente I de Morán y el r de Pearson es que en la primera la asociación entre los valores de la variable dependiente es predeterminada por una matriz de unidades vecinas.

La fórmula del Coeficiente I de Moran es:

$$I = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij}} * \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

En esta fórmula, "n" significa el número de las unidades (es decir, áreas o puntos) en el mapa, "W_{ij}" es la matriz de distancias que define si las áreas o puntos geográficos i y j son o no vecinos. El coeficiente I se sujeta a una prueba de significancia estadística de valores "Z", es decir, bajo el supuesto de una distribución normal de los valores probables (Cliff *et al.* 1981; Goodchild, 1987).

Kriging Ordinario

Los procesos hidrológicos presentan variaciones espaciales, algunas más estructuradas que otras. Las variaciones no estructuradas son modeladas mediante procesos estocásticos no estacionario¹, por ejemplo, con media variable. La estimación mediante KO permite tomar en cuenta las variaciones locales de la media limitando el dominio de su estacionaridad a un ámbito local Ω alrededor de la posición x donde se pretende estimar la variable.

Sea $Z(x) = Y(x) + m(x)$ un proceso estocástico con media variable determinada por $m(x)$ y función de covarianza $C(h)$. Como tal, $Y(x)$ es un proceso estocástico con media nula. Un estimador lineal es una combinación lineal de mediciones $Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)$ en las posiciones $x_1, x_2, \dots, x_n \in \Omega$. Específicamente:

$$\hat{Y}(x) = \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) Y(x_k) \quad (\text{Ecuación 2})$$

o bien:

$$\hat{Z}(x) = m(x) + \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) [Z(x_k) - m(x_k)] \quad (\text{Ecuación 3})$$

Si la media es constante en el dominio Ω , entonces puede eliminarse de la ecuación anterior forzando que los pesos kriging λ_k sumen la unidad. En tal caso, el estimador se denomina kriging ordinario y se expresa como:

¹ Procesos estocásticos no estacionario.- las propiedades estadísticas de dichos procesos no son constantes durante largos períodos de tiempo.

$$\hat{Z}_{KO}(x) = \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) Z(x_k) \text{ (Ecuación 4)}$$

con

$$\sum_{k=1}^n \lambda_k(x) = 1 \text{ (Ecuación 5)}$$

Los pesos óptimos que minimizan la varianza del error de estimación se obtienen mediante el método de multiplicadores de Lagrange (Goovaerts, 1997: 125) el cual resulta en el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{cases} \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) C(x_j - x_k) + \mu(x) = C(x_j - x), j = 1, \dots, n \\ \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) = 1 \end{cases} \text{ (Ecuación 6)}$$

donde μ denota el multiplicador de Lagrange. Alternativamente, si se considera la relación entre la función de covarianza y la función de semivariograma $\gamma(h)$, i.e., $C(h) = C(0) - \gamma(h)$, el mismo sistema se puede escribir como:

$$\begin{cases} \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) \gamma(x_j - x_k) + \mu(x) = \gamma(x_j - x), j = 1, \dots, n \\ \sum_{k=1}^n \lambda_k(x) = 1 \end{cases} \text{ (Ecuación 7)}$$

Regresión geográficamente pesada

Autores como Atkinson *et al.* (2003) sostienen que en los análisis de regresión la influencia de algunas variables se ven afectadas por su ubicación geográfica y por lo tanto es necesario remplazar el modelo de regresión espacial estacionario con uno no-estacionario ignorando el espacio en el uso de modelos. Entre estos efectos se puede mencionar que los residuales de la regresión por mínimos cuadrados ordinarios OLS pueden dar lugar a modelos de autocorrelación, lo que puede indicar que el supuesto básico de los errores independientes se viola. En este caso el modelo OLS no es adecuado para generar las conclusiones correctas acerca del proceso estudiado.

La regresión geográficamente pesada (Brunsdon *et al.*, 1998 Fotheringham *et al.* 2002) permite usar tanto parámetros locales como globales, por lo que el modelo original OLS puede ser rescrito como:

$$y_i = \beta_{i0} + \sum_{k=1}^p \beta_{ik} X_{ik} + \varepsilon_i, \quad i=1, \dots, n \quad (\text{Ecuación 8})$$

donde y_i representa la variable dependiente en la posición i , β_{i0} representa el parámetro del intersepto en la posición i , p representa el número de variables independientes (predictivas o explicativas), β_{ik} representa el coeficiente de regresión local para la k -ésima variable independiente en la posición i , X_{ik} es el valor de la k -ésima variable independiente en la posición i , y ε_i representa un término de error (también conocido como perturbación aleatoria) en la posición i .

En la calibración se asume que los datos observados cerca del punto i tienen más influencia en la estimación de β_{ik} que los datos más lejanos del punto i . En lugar de calibrar una sola ecuación de regresión, GWR genera una ecuación de regresión por separado para cada observación. En esencia, la ecuación mide la relación inherente en el modelo alrededor de cada punto i (Fotheringham *et al.* 2002).

El cálculo de la matriz para la estimación de los coeficientes de regresión es:

$$\hat{\beta}_i = [X^T \cdot W(i) \cdot X]^{-1} X^T \cdot W(i) \cdot y \quad (\text{Ecuación 9})$$

donde $W(i) = \text{diag} [w1(i), \dots, wn(i)]$ es la diagonal de pesos de la matriz que varía en función de cualquier calibración o predicción localizada en i , X es la matriz de variables exógenas con una primera columna para los primeros interceptos, y es el vector de variables dependientes, y $\hat{\beta}_i = (\hat{\beta}_{i0}, \hat{\beta}_{i1}, \dots, \hat{\beta}_{ip})^T$ es el vector $p + 1$ del coeficiente de regresión local en la posición i .

Una función de kernel local se utiliza para especificar la matriz de pesos. En el modelo esta función tiene el efecto de acortar las distancias de la calibración n de la predicción localizada en i , de acuerdo con Wheeler *et*

al., (2005) una de las funciones de kernel más comúnmente usadas es la de *bi-square nearest neighbor function* (Fotheringham *et al.* 2002):

$$w(i) = \begin{cases} [1 - (d_{ij}/b)^2]^2 & \text{if } j \in \{N_i\} \\ 0 & \text{de otra forma} \end{cases} \quad (\text{Ecuación 10})$$

donde d_{ij} representa la distancia entre la calibración de la posición j y la localización de la predicción i , b representa el umbral de la distancia para el i -ésimo vecino más cercano y $\{N_i\}$ representa las observaciones que están dentro del rango de distancia del i -ésimo vecino más cercano.

La identificación del mejor modelo (o la mejor combinación de predictores) puede mejorarse considerando los coeficientes de determinación ajustados (r^2) y el coeficiente de correlación (r), que son calculados localmente en GWR. (Tapia *et al.* 2010) Donde dichos cálculos locales resultan muy útiles en la estimación de mapeos de superficies como la temperatura del aire en grandes áreas heterogéneas ya que cada área es estimada localmente con el mejor modelo.

2.2. Temperatura y evapotranspiración

En esta sección se describe la importancia de las variables climáticas temperatura y la evapotranspiración así como la forma en que estas se miden. Se describe la representatividad espacial de estas variables climáticas y se presenta una revisión bibliográfica de las investigaciones de otros autores para la estimación de la temperatura y la evapotranspiración por métodos convencionales y por estimaciones mediante sensores remotos.

La temperatura es la propiedad física o magnitud que indica cuánto frío o calor presenta la materia en cualquiera de sus fases. La temperatura está íntimamente relacionada con la energía interna del sistema termodinámico de un cuerpo, esta energía, a su vez, está relacionado con el movimiento de las partículas que integran ese sistema, de lo que se desprende que a mayor

temperatura de ese sistema sensible, la temperatura de ese cuerpo u objeto será mayor.

La evaporación es el proceso por el cual el agua de los océanos y de la tierra se convierte en vapor de agua y penetra en la atmósfera en forma de gas. La evaporación que proviene de la estructura interna de la vegetación se denomina transpiración y a la suma de la evaporación y transpiración se conoce como evapotranspiración.

Tipos de evaporación

Evaporación potencial (ET_p) es la evaporación teórica sin límite de humedad. Corresponde a la pérdida de agua por evaporación y por transpiración de las plantas, observada en una superficie líquida ó sólida saturada, que ocurre en caso de existir un adecuado abastecimiento de humedad de agua al suelo en todo momento, en esas condiciones se produce el máximo de transpiración y coincide con las óptimas condiciones de crecimiento de las plantas. Existen diferentes formas de estimar la ET_p, siendo la formula de Penman (1948) la más completa pues considera la capacidad para transportar vapor (viento y humedad) y el agua disponible (contenido de humedad en suelo y plantas), sin embargo, hay otros modelos menos complejos (Hargreaves, 1985; Thornthwaite, 1948; Turc, 1954) que solo ocupan datos de temperatura del aire, radiación solar o precipitación.

Evaporación real es la cantidad de agua efectiva que se integra a la atmósfera por medio de la evapotranspiración. Penman-Montheith (1965) establecen una formula con coeficientes de cultivo para los tipos de coberturas vegetales específicas y con coeficientes aerodinámicos.

Evaporación de referencia es la evaporación sin límite de humedad para un tipo de vegetación de referencia, propuesta por Allen *et al.* 1998. Por ejemplo pastos, su estimación es la más cercana a la real para este tipo de

vegetación y se aplica cuando no se tienen mediciones o estimaciones de evapotranspiración real.

2.2.1. Temperatura, evapotranspiración y su importancia como indicadores en el estudio del clima

El medio ambiente se define como el conjunto de elementos abióticos (energía solar, suelo, agua y aire) y bióticos (organismos vivos) que integran la delgada capa de la Tierra llamada biosfera, sustento y hogar de los seres vivos.

El conocimiento, información, interpretación y seguimiento de los procesos ambientales, son una base fundamental en la evaluación y cuantificación de la oferta y disponibilidad hídrica a diferentes escalas para determinar la variación en el tiempo y su distribución espacial, analizar las tendencias, condiciones de calidad, alteración y sostenibilidad del recurso. Así mismo, son el soporte de los análisis de vulnerabilidad de los sistemas hídricos y de las evaluaciones de los efectos de fenómenos extremos. Todo esto como insumo fundamental para generar escenarios que orienten la formulación de políticas ambientales, la planificación del desarrollo y la gestión ambiental.

La administración y utilización de los recursos naturales así como la gestión ambiental requieren de información y evaluación oportuna, de tal forma que el conocimiento de las características del ambiente permanezcan actualizadas y la toma de decisiones se vea facilitada mediante la observación de las variables climáticas temperatura y evapotranspiración.

Tanto la temperatura como la evapotranspiración presentan una fuerte influencia en el clima y medio ambiente y son excelentes indicadores que permiten cuantificar el estado y la entropía de dichos sistemas.

La temperatura está presente en una gran variedad de procesos ambientales. Juega un papel fundamental en la formación de nubes,

tormentas tropicales, en la desertificación y erosión del suelo, en el derretimiento de los glaciares. Por medio de la temperatura podemos estimar el estado de la vegetación (como el NDVI, LAI,...). Es útil para estimar el balance hídrico de una cuenca mediante su importante función en la estimación de evapotranspiración.

Por medio de la temperatura es posible estimar algunas variables climatológicas o meteorológicas como por ejemplo la humedad relativa, presión atmosférica, punto de rocío, radiación solar, evapotranspiración, etc. Estas variables son indispensables en el estudio del clima y a su vez del medio ambiente.

En el medio ambiente el vapor de agua (generado por evapotranspiración) actúa como amortiguador de la temperatura del planeta; origina todas las formas de condensación y precipitación como son nubes, rocío, lluvia, escarcha, heladas, granizo y nieve, además de ser el principal absorbente de la energía que la tierra irradia y es una de las fuentes más importantes de las tormentas.

En este sentido, Los aspectos principales relacionados con el clima y el medio ambiente son relevantes y ocupan la atención de los seres humanos, por lo que los diversos países vienen comprometiéndose en mejorar las condiciones ambientales a través de convenios, convenciones y congresos. De los cuales, deben emanar acciones que tiendan a prevenir y mitigar los impactos ambientales que vienen poniendo en riesgo la vida en el planeta. De continuarse las actividades económicas, sin tomar en consideración las condiciones naturales de vida, se iría progresivamente hacia un inminente deterioro del medio ambiente.

2.2.2. Mediciones de temperatura y evapotranspiración

En esta sección se abordan los temas temperatura y evapotranspiración y los métodos para su medición en campo.

Temperatura

La única y más precisa forma de medir la temperatura es a través de un termómetro, el o los cuales pueden estar calibrados según diversas escalas de medición de la misma. La unidad de temperatura en el sistema internacional de unidades es el Kelvin (K). Fuera de un contexto científico nos encontramos con el uso de otras escalas como la escala Celsius o centígrada y en aquellos países de origen anglosajón la Fahrenheit.

Evapotranspiración.

La tasa de evaporación se incrementa con la temperatura, la intensidad de la luz solar, la velocidad del viento, la vegetación y la humedad del suelo, y se reduce a medida que aumenta la humedad del aire.

Para medir la evaporación se han desarrollado varios aparatos de medición directa de la evaporación, los más comunes son el evaporímetro y el lisímetro.

- Evaporímetro que mide la evaporación potencial, es decir, la cantidad de agua por unidad de área y de tiempo que se evapora a través de una pequeña superficie puesta al aire libre. A este tipo de medición de la evaporación se le también se le conoce como evaporación (PAN).
- Lisímetros es un dispositivo introducido en el suelo, relleno con el mismo terreno del lugar y con vegetación. Es utilizado para medir la evapotranspiración de referencia (ET_r) o del cultivo (ET_c).

Las estaciones climatológicas automáticas y las Torres Eddy están provistas por una serie de sensores que permiten hacer estimaciones directas de evaporación e indirectas de evapotranspiración por medio de las formulas convencionales como las descritas en la sección 2.2.3.2. Rivas *et al.*, (2003) menciona que la percepción remota permite extender los modelos de estimación de la evapotranspiración a zonas amplias donde no se dispone de datos de estaciones climatológicas automáticas o convencionales.

De los tres estados de la materia, el de los gases es el más difícil de describir con precisión, por ello, para determinar las condiciones en que se genera la evaporación y evapotranspiración, se debe tener en cuenta los siguientes factores:

1. Energía calorífica necesaria para proveer calor latente de evaporación que proviene de la radiación neta del sol y de la temperatura del aire.

2. Capacidad para transportar vapor (viento, humedad), el proceso de la evaporación implica una integración del agua de la superficie, hacia la atmósfera. Si el proceso perdura, las capas de aire más cercanas a la superficie libre se saturarán. Para que el flujo continúe, debe establecerse un gradiente de presión de vapor en el aire. Por ello, cuanto mayor sea la renovación del aire, esto es el viento, mayor será la evaporación. El aire seco se satura más tarde y tiene menor tensión de vapor, por lo que cuanto mayor es la humedad relativa menor será el déficit de saturación.

3. Agua disponible (contenido de humedad en suelo y plantas): La evaporación de la humedad de un suelo sin vegetación se produce en la capa superficial. Al disminuir la humedad de ésta, se produce un desequilibrio y hay una atracción de humedad subyacente, que asciende por capilaridad a la superficie, prosiguiendo la evaporación hasta que el agua capilar se agota. El agua higroscópica en equilibrio con la humedad atmosférica no se evapora.

4. Salinidad del agua: La pureza del agua es otra variable a considerar. Para una misma temperatura decrece la tensión de vapor del agua con el aumento de los sólidos disueltos y por tanto disminuye la evaporación. Se estima en 1% el descenso de evaporación al aumentar la concentración de sales.

5. Temperatura de aire y agua: Cuanto más frío está el aire mayor será la convección térmica hacia el mismo y por tanto menos energía habrá

disponible para la evaporación. Por otra parte, cuanto mayor sea la temperatura del aire, mayor es su presión de vapor de saturación.

Otro grupo de factores influyentes son los asociados a la naturaleza y forma de la superficie evaporante. Una superficie de agua libre presenta el mínimo de dificultades a la evaporación que dependerá de la extensión y profundidad de la superficie. Si ambas son pequeñas, los cambios atmosféricos y el terreno, tendrán una gran influencia. En superficies extensas y profundas el terreno adyacente influye menos. La radiación solar calienta las capas superiores de agua, pero no todo este calor se emplea en producir evaporación. Una parte calienta las capas más profundas y en ellas se produce un almacenaje de calor que cuando cesa la radiación o se enfrían las capas superiores pasa de nuevo a ellas e incrementa la posibilidad de evaporación.

La nieve y el hielo a veces se subliman directamente, aunque este fenómeno es difícil de medir de forma aislada. Parece ser que la sublimación aumenta considerablemente con el incremento de la velocidad del viento.

La evaporación desde un suelo saturado, por la proximidad del nivel freático o, por otras causas (lluvia reciente o riego), tiene un valor cercano al de una superficie de agua libre en las mismas condiciones ambientales.

2.2.2.1 Representatividad espacial de variables climáticas medidas en campo

Las tendencias climáticas regionales no pueden deducirse de los registros de un solo sitio, incluso en un terreno relativamente homogéneo (Pielke *et al.* 2000). Por lo tanto, es necesario considerar más puntos de medición de campo a fin de capturar la variabilidad espacial de este parámetro a escala regional. Acerca de este tema Daly, (2006) señala que el espacio de 100 km entre estaciones probablemente sea insuficiente para representar los patrones climáticos causados por los factores que influyen el clima (como

la altitud y las zonas costeras). Según la World Meteorological Organization (WMO, 2006) la representatividad de una observación es el grado en el que se describe de manera adecuada el valor de la variable necesaria para un propósito específico, además de asegurar que es difícil lograr una buena ubicación de las estaciones para la toma de datos. Por su parte Daly (2006) menciona que una estación en una zona montañosa o costera es probable que solo sea representativa en la escala local (menos de 3 km²). Los errores producidos por toma de datos de estaciones poco representativas pueden ser mucho mayores que los que pueden esperarse de una estación aislada (WMO, 2006). Por esta razón se eligió en este estudio, un procedimiento que compara el valor de píxeles procedentes del sensor MODIS (con una resolución de 1.0 km²) con el valor de la estación situada en la zona del píxel. Eso significa una comparación a escala local de acuerdo a la definición de la WMO (2006), que permite no considerar elevación y otros factores que influyen en el clima (Daly, 2006), en la comparación entre ambos valores.

Del total de la superficie territorial de México, el SMN reporta 3,286 sitios de observación entre los que se encuentran observatorios, estaciones climatológicas convencionales y automáticas. Comúnmente se estima que cada dato reportado es representativo de un área de 100 Km² en una zona plana (Daly, 2006). De acuerdo a lo anterior, en México se cubre un área de 328,600 km² (asumiendo que la superficie fuera plana) que representa solo el 16.8% del territorio Nacional. Considerando esta información se hace evidente que la mayoría de los cálculos realizados a nivel regional y nacional carecen de una buena representatividad de las variables meteorológicas y por lo tanto generalizan los valores de variables que deberían ser más consistentes para su utilización en modelos. Por tal motivo es necesario obtener mejores estimaciones de datos meteorológicos a las escalas local, regional y nacional.

2.2.3. Estimación de temperatura del aire y evapotranspiración

A continuación se describen las principales ecuaciones de los métodos clásicos de la estimación de la evapotranspiración y la forma en que se estima la temperatura del aire y la evapotranspiración por medio de sensores remotos

2.2.3.1 Estimación de temperatura del aire a partir de temperatura superficial obtenida por sensores remotos

Temperatura de Superficie Terrestre (Land Surface temperature; LST)

La LST es un parámetro clave en la física de los procesos superficiales terrestres en escalas globales y regionales, combinando los resultados de todas las interacciones atmósfera-superficie y flujos de energía entre la atmósfera y el terreno (Wan, 2008). De acuerdo con Jones *et al.* (2004) LST derivado de satélites se define como la temperatura de radiación de la superficie observada por los sensores de los satélites. La superficie terrestre se define como la parte superior del follaje en áreas vegetadas o la superficie del suelo en zonas sin vegetación (Wan, 2008). Jones *et al.* (2004) Completa esta definición mencionando que la superficie terrestre está cubierta de vegetación, el suelo, o cualquier objeto sobre la superficie y que la LST sólo puede ser estimada correctamente en condiciones de cielo despejado ya que la mayoría de los canales del infrarrojo (IR) se ven afectados al pasar por las nubes debido a que el vapor de agua absorbe la energía de los infrarrojos emitidos desde la superficie. El sensor MODIS, montado sobre los sistemas de satélites de observación terrestre Terra-1 y Aqua-1, de la NASA, proveen diversos productos, entre ellos, los que observan los canales infrarrojos y que son utilizados para realizar estimaciones de la temperatura de la superficie terrestre (LST) "MYD11A2.V5 y MOD11A2.V5" ver figura 9A y 9B, en una base diaria, semanal, sextenal y mensual. De acuerdo con Wang *et al.* (2008) estos productos no han sido adecuadamente validados. A pesar de las limitaciones que el producto de

LST-MODIS pueda tener, en el presente trabajo se realizan comparaciones contra mediciones en tierra de temperatura del aire (T_a). Se intenta definir coincidencias entre ambas mediciones que permitan generar modelos para estimar T_a mediante LST. Las comparaciones se realizan a diversas escalas de agregación espacial (estado, nacional y región hidrológica) para tres fechas de los años 2007 y 2008, que pueden considerarse representativas de las temporadas presentes en la climatología de México (primavera, verano e invierno).

Wan (2008) menciona que la cantidad y calidad de los productos LST de MODIS dependen de condiciones de un cielo despejado debido a la limitación inherente de la percepción remota basada en la banda termal infrarroja. Además, asegura que todavía no es posible obtener valores reales bajo el efecto de las nubes en comparación con mediciones de campo. Wang *et al.* (2008) por su parte compararon dos productos diarios de LST del satélite MODIS Terra-1, MOD11_L2.v4 y MOD07_L2.v4 con mediciones en tierra en ocho sitios con vegetación. Este autor encontró diferencias en el rango de $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (sesgos absolutos) y El error medio cuadrático (RMSEs) de alrededor de $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. De acuerdo con estos autores, los errores en ambos productos tienen una dependencia débil del ángulo de visión cenital del sensor, pero son independientes de la temperatura superficial del aire, humedad, velocidad del viento y humedad del suelo. Wan (2008) realizó comparaciones entre LST versión 5 y valores observados en campo en 47 casos con condiciones de cielo despejado (en el rango LST de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $58\text{ }^{\circ}\text{C}$ y con una columna atmosférica con rangos de vapor de agua con rango de 0.4 a 3.5 cm). Este mismo autor encontró que la precisión del producto LST MODIS es menor que 1 K en la mayoría de los casos (39 de 47) y el error medio cuadrático de las diferencias es inferior a 0.7 K para todos los 47 casos. Según, dicho autor, los sitios de validación deben ser seleccionados cuidadosamente debido a la gran variación espacial de LST, sobre todo durante el día. También señala que a fin de medir LST en campo en la escala

de 1 km² con una incertidumbre por debajo de 1 K, deben ser seleccionados sitios homogéneos de al menos 5 km por 5 km, e indica que es necesario el uso de radiómetros de TIR de alta precisión en las mediciones en múltiples puntos y señala que estos requisitos no pueden ser cubiertos por las mediciones en la mayoría de estaciones climatológicas convencionales o las estaciones equipadas con torres (redes netflux) diseñadas para otros fines, no obstante, asegura que los datos de temperatura recogidos en las estaciones meteorológicas son útiles para comprobar cualitativamente la tendencia de las variaciones estacionales de LST. Sin embargo, para otros autores (Kawashima *et al.*, 2000; Jones *et al.*, 2004; Mostovoy *et al.*, 2006) es posible obtener los valores de la temperatura del aire a partir de datos LST mediante una regresión lineal entre ambas variables. De acuerdo con Jones, *et al.* (2004) LST está altamente correlacionada con Ta, aunque esto puede variar con los cambios atmosféricos, estacionales y geográficos. Kawashima *et al.* (2000), encontraron que LST por sí sola explica el 80% de la variación observada en Ta, mejorando la exactitud de la estimación de Ta usando LST por regresión múltiple entre LST promediada espacialmente e índice normalizado de vegetación (NDVI). Mostovoy *et al.* (2006), Examinan la importancia de la resolución espacial (comparando tamaños de píxel de 1.0 y 5.0 km²), el tiempo de paso del satélite, la estación del año, tipo de cobertura terrestre y la fracción de la vegetación (en función del ángulo cenital de visión del instrumento MODIS) en el nivel observado del coeficiente de correlación (r) entre temperatura máxima del aire y LST. Encontraron que la diferencia entre las variables comparadas temperatura máxima del aire y LST aumentó linealmente con el ángulo de visión (con rango típico de 1.2 °C para los cambios de ángulo de 0° a ± 65°) y se mantuvo constante o ligeramente menor para las temperaturas mínimas diarias del aire. También observaron que tanto LST de Terra y Aqua con píxeles 1.0 km exhibieron un aumento pequeño pero constante de r entre temperatura máxima del aire y LST en comparación con el de la utilización

de 5.0 km² LST. Cuando cambiaron de Terra a Aqua LST los autores no encontraron diferencias significativas en los valores de r . Mostovoy *et al.* (2006) concluyen que la diferencia de tiempo entre el momento del paso del satélite y el tiempo de observación de la temperatura máxima o mínima del aire prácticamente no ejercen influencia en el valor de r entre T_a y LST a las escalas espaciales involucradas.

Vancutsem *et al.* (2010) analizaron los productos LST agrupados cada 8 días de los sensores Terra y Aqua (MYD11A2, MOD11A2), así como el producto diario de LST (MYD11A1), encontraron que los productos nocturnos de MODIS ofrecen una buena estimación de la T_a mínima en diferentes tipos de ecosistemas. Así mismo obtuvieron un error absoluto de 1.73°C y una desviación estándar de 2.4°C, y para el caso de T_a máxima observaron que la coincidencia con productos diurnos de MODIS depende de la temporada, el tipo de ecosistemas de la radiación solar y de la cobertura nubosa. Sin embargo, no encontraron gran influencia del NDVI y del ángulo del zenit solar.

Mao *et al.* (2008) utilizaron las bandas 10 a 14 del térmico infrarrojo de Aster para obtener LST y emisividad superficial y mediante un modelo basado en redes neuronales determinar T_a . Los datos de entrenamiento y de prueba fueron obtenidos mediante el modelo de transferencia de Radianza MODTRAN (Berk *et al.* 1989), obtuvieron una buena estimación de T_a con un error medio y una desviación estándar apenas mayor a 2.0 K. Un enfoque un tanto diferente fue el propuesto por Prihodko y Goward (1997), quienes utilizaron observaciones de NDVI provenientes de imágenes AVHRR con un ángulo de zenit mayor a 40° para correlacionarlos directamente con observaciones en campo de T_a y obtuvieron buenos niveles de correlación ($r=0.86$). En este estudio se consideró la estimación de NDVI completamente saturado en follaje (*Full Canopy Saturated NDVI*). Observaron que las

pendientes de la ecuación son mayores que 1 y que por ello es posible que la ecuación pueda sobreestimar T_a a valores mayores de NDVI.

2.2.3.2. Modelos clásicos para la estimación de la evapotranspiración

En esta sección se describen las principales ecuaciones para estimar la evapotranspiración por métodos convencionales

Thornthwaite (1948) describió la importancia física y biológica de la evapotranspiración en la clasificación climática y desarrolló una ecuación para la estimación de la evapotranspiración potencial (ETp) que se utiliza para calcular la ETp mensual en mm, y se expresa de la siguiente forma:

$$ETp = 1.6 \left(\frac{l_1}{12}\right) \left(\frac{N}{30}\right) \left(\frac{10T_a}{l}\right)^{a_1} \quad (\text{Ecuación 13})$$

Donde:

l_1 = número de horas reales de sol al día,

N = número de días al mes,

T_a = temperatura media mensual en °C, y

a_1 se define como:

$$a_1 = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (\text{Ecuación 14})$$

I = índice de calor derivado de la suma de los 12 valores de los índices mensuales (i), obtenida a partir de:

$$i = \frac{T_a^{1.514}}{5} \quad (\text{Ecuación 15})$$

Blaney y Criddle (1950), perfeccionaron su fórmula, haciendo intervenir la temperatura media mensual y el porcentaje de horas-luz, así como un coeficiente que depende del cultivo para estimar el uso consuntivo.

$$U.C. = KF \quad (\text{Ecuación 16})$$

Donde:

$U.C.$ = uso consuntivo o evaporación real (cm)

K = coeficiente de ajuste que depende de varios factores entre ellos, el tipo de cultivo, de la humedad que está sujeta al suelo

$$F = \sum_1^n f \quad (\text{Ecuación 17})$$

$$f = p \left(\frac{T+17.8}{21.8} \right) \quad (\text{Ecuación 18})$$

Donde:

n = número de meses que cubre el ciclo vegetativo del cultivo
 f = factor climático
 T = temperatura media mensual (°C)
 p = porcentaje de horas-luz del mes, con respecto al total anual

La fórmula propuesta relaciona la temperatura media de un lugar con la luminosidad y la evapotranspiración, eliminando la humedad relativa; determinando los coeficientes globales del cultivo

Turc (1954), desarrolló una fórmula basada en estudios estadísticos de 254 cuencas alrededor del mundo; relaciona evapotranspiración, precipitación y temperatura y toma en cuenta el efecto de la humedad del suelo para diferentes plantas.

$$ET_p = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{l_T}\right)^2}} \quad (\text{Ecuación 19})$$

Donde:

ET_p = evapotranspiración anual (mm)
 P = precipitación anual (mm)
 $l_T = 300 + 25 T + 0.05 T^3$ (Ecuación 20)
 T = temperatura media del aire (°C)

Penman (1956), define la ET_p como la cantidad de agua transpirada por un cultivo corto de césped que cubre el suelo en su totalidad y sin ninguna falta de agua.

El modelo de Penman-Monteith (1965) define la evapotranspiración real como la correspondiente a un cultivo hipotético que tiene una altura de 12 cm, una resistencia de cubierta vegetal, una resistencia aerodinámica, donde la velocidad del viento es medido a dos metros de altura.

$$\lambda ET_r = \frac{\Delta(R_N - G) + \rho_a C_p \frac{(e_a - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Ecuación 21})$$

Donde:

λET_r = flujo de calor latente ($W \cdot m^{-2}$),

R_N = radiación neta ($W \cdot m^{-2}$),

G = flujo de calor del suelo ($W \cdot m^{-2}$),

ρ_a = densidad atmosférica ($kg \cdot m^{-3}$),

C_p = calor específico del aire húmedo ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$),

$(e_a - e_d)$ = déficit de vapor de presión, dado por la diferencia entre la presión del vapor de saturación y la actual (kPa) a la temperatura del aire dada T_a ,

r_s = resistencia de superficie de la cubierta ($s \cdot m^{-1}$), que depende de la fisiología de la propia cubierta,

r_a = resistencia aerodinámica para la transferencia de calor y vapor ($s \cdot m^{-1}$), que depende de la velocidad del viento y de las propiedades aerodinámicas de la superficie,

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor ($kPa \cdot K^{-1}$),

γ = constante psicométrica ($kPa \cdot K^{-1}$).

Priestley and Taylor (1972) realizaron una simplificación del combinado para grandes áreas de evaporación

$$ET_p = \alpha \frac{s}{s + \gamma} R_n - S \quad (\text{Ecuación 22})$$

R_n - radiación neta,

S - flujo de calor latente,

γ - constante psicométrica,

s - pendiente de la curva de presión de vapor,

α - coeficiente empírico.

La ecuación de Hargreaves (1985) es un buen estimador de ET_p y solo requiere datos de temperatura máxima, mínima y radiación solar en la estimación de ET_p . La FAO recomienda el uso de la ecuación de Hargreaves para los casos en que se necesite estimar ET_p y no se cuente con datos meteorológicos de humedad relativa, presión atmosférica, velocidad del viento y otras variables utilizadas en la ecuación de Penman. Ver ejemplo en tabla 2.

La ecuación de Hargreaves (1985) se escribe:

$$ETp = 0.0135 * (tmed + 17.78) * R_s \quad (\text{Ecuación 23})$$

Donde:

ETp = evapotranspiración potencial diaria, mm/día

$tmed$ = temperatura media del aire $\frac{(tmax+tmin)}{2}$, dada en °C

$tmax$ = temperatura diaria máxima

$tmin$ = temperatura diaria mínima

R_s = radiación solar incidente, convertida en mm/día, se evalúa a partir de la radiación solar extraterrestre como se muestra en la ecuación 24.

$$R_s = (R_a * 0.408) * KT * (tmax - tmin)^{1/2} \quad (\text{Ecuación 24})$$

donde:

R_a = Radiación solar extraterrestre (Allen *et al.* 1998)

KT = Coeficiente empírico

$tmax$ = temperatura diaria máxima

$tmin$ = temperatura diaria mínima

El coeficiente KT de la expresión es un coeficiente empírico que se puede calcular a partir de datos de presión atmosférica, pero Hargreaves (1994) (citado en Samani, 2000) recomienda $KT = 0.162$ para regiones del interior y $KT = 0.19$ para regiones costeras.

Ejemplo de la estimación de la evapotranspiración potencial (ETp) Hargreaves (1985) mediante la ecuación 23 y datos reales estimados en esta tesis. (considerando $tmax=27$, $tmin=12$)

$$ETp = 0.0135 * ((27 - 12)/2 + 17.78) * 9.52$$

$$ETp = 3.25 \text{ mm/día}$$

Cálculo de la radiación teórica extraterrestre (R_a)

La radiación teórica extraterrestre (R_a) es la energía recibida sobre una superficie horizontal en el límite superior de la atmósfera terrestre. Es claro que la radiación teórica extraterrestre varía con la época del año y con la latitud; con la latitud porque ésta determina el plano horizontal en el límite

superior de la atmósfera sobre el cual se mide la energía recibida, y por la época del año donde varía la cantidad de energía que llega en un plano normal a los rayos solares el cual está ubicado en el límite exterior de la atmósfera y a la distancia media entre la tierra y el sol, lo cual se mide con la constante solar real (I). I depende de la distancia tierra-sol, que varia con el año. Ver ejemplo en tabla .3

(Ecuación 25)

$$Ra = \frac{24 \cdot (60)}{\pi} G_{sc} [\omega_s * \text{Seno}(\varphi) * \text{Seno}(\delta) + \text{Coseno}(\varphi) * \text{Seno}(\omega_s)]$$

donde:

R_a Radiación teórica extraterrestre [$MJ m^2 day^{-1}$],

G_{sc} Constante solar = $0.0820 MJ m^2 min^{-1}$,

φ Latitud [rad].

d_r Distancia media Sol-tierra,

δ declinación solar [rad].

ω_s Ángulo de la salida del sol [rad],

Latitud

$$\text{Radianes} = \frac{\pi}{180} [\text{Latitud en decimas de grado}] \quad (\text{Ecuación 26})$$

Distancia media Sol-Tierra, d_r :

$$d_r = 1 + 0.033 * \text{Coseno}\left(\frac{2\pi}{365} * J\right) \quad (\text{Ecuación 27})$$

Declinación solar, δ :

$$\delta = 0.409 * \text{Seno}\left(\frac{2\pi}{365} * J - 1.39\right) \quad (\text{Ecuación 28})$$

Ángulo de la salida del sol ω_s :

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) * \tan(\delta)] \quad (\text{Ecuación 29})$$

Tabla 2.1. Ejemplo del cálculo de la radiación solar extraterrestre R_a siguiendo la ecuación 25 con datos reales estimados en esta tesis.

Ec. 26	20°N or $\varphi = (\pi / 180) (14.5584) =$	0.254	rad
Día juliano	Número de día juliano, J =	246	días
Ec. 27	$d_r = 1 + 0.033 \cos(2\pi (246)/365) =$	0.984	rad
Ec. 28	$\delta = 0.409 \sin(2\pi (246)/365 - 1.39) =$	0.1196	rad
Ec. 29:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0.254)\tan(0.1196)] =$	1.539	rad
	$\sin(\varphi)\sin(\delta) =$	0.029	-
	$\cos(\varphi)\cos(\delta) =$	0.961	-
Ec. 25	$R_a = 24(60)/\pi (0.0820)(0.985)[1.539(0.029) + 0.961 \sin(1.539)] =$	37.212	$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$
	Para pasarlo a su equivalente en mm/día: $37.212 * 0.408$	15.182	mm/día
Ec. 24	$R_s = (37.212 * 0.408) * 0.162 * (27 - 12)^{1/2}$	9.52	mm/día
Radiación solar extraterrestre $R_a = 37.212 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.			

Martinez *et al.* (2005) describen el uso de seis fórmulas (Penman, Penman-Monteith, Hargreaves, García López, Thornthwaite y Blaney-Cridle) para el cálculo de la evaporación PAN y la evapotranspiración de referencia para cinco estaciones climatológicas de Venezuela. Las fórmulas de Penman Monteith y Hargreaves muestran las correlaciones más altas y demuestran que son las que mejor caracterizan a la evapotranspiración para las diferentes estaciones climatológicas.

En la literatura existen varios autores que han desarrollado diferentes modelos para la estimación de la evaporación potencial ETp (como los revisados en esta sección). De todos ellos la ecuación de Penman Monteith es la más completa pero también es la más difícil de aplicar debido a la gran cantidad de variables climatológicas que esta ecuación requiere para la estimación de ETp, en esta tesis se utilizó la ecuación de Hargreaves (1985) ya que es un buen estimador de ETp y solo requiere datos de temperatura del aire y radiación solar. Autores como Allen *et al.* (1998) recomiendan utilizar el modelo propuesto por Hargreaves cuando no se cuenta con datos medidos en campo suficientes para aplicar el modelo propuesto por Penman-Monteith.

2.2.3.3. Estimación de evapotranspiración por sensores remotos

En este apartado se describen algunos métodos utilizados para el cálculo de la evapotranspiración en diferentes regiones del planeta. Para la aplicación de estos modelos se requiere medir o estimar variables como radiación solar neta, temperatura del aire, humedad relativa del aire, velocidad del viento, altura del cultivo e índice de área foliar; también en algunos casos es necesario conocer la temperatura del cultivo y del suelo, la altura y arquitectura de las plantas, etc.

Los sensores remotos pueden ser utilizados para el cálculo de la evapotranspiración y definir su distribución espacial y temporal. Esto es útil para el estudio de diversos procesos ambientales, como por ejemplo para definir estrategias para el manejo sustentable del agua. Al respecto una aplicación muy frecuente es la estimación de demanda de agua en grandes áreas de cultivos de riego. A continuación se describen los trabajos más importantes.

Garatuza, *et al.* (2005) realiza varios comparativos de evaporación entre cuatro diferentes modelos para el valle del Yaqui cerca de Ciudad Obregón, Sonora. Los modelos aplicados son: Shuttleworth, Penman, Priesly-Taylor y Makkink que adicionalmente utilizan evaporación real medida en campo por medio de estaciones meteorológicas utilizando el sistema de correlaciones Eddy. Para la obtención de los datos que alimentan a los modelos se realizó un estudio de los sensores MODIS, LandSat ETM, MSR5 y GOES10 West. La figura 2.4 muestra el resultado de mediciones en campo y las estimaciones de ET.

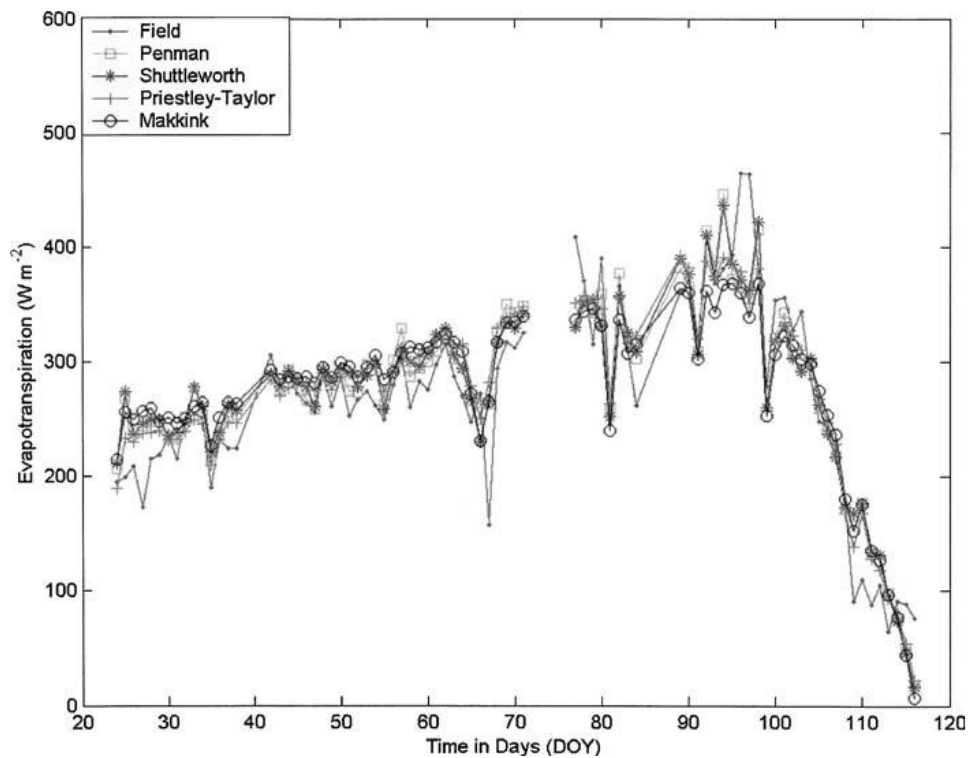


Figura 2.4 muestra el resultado de mediciones en campo y las estimaciones de ET. Garatuza, *et al.*, (2005).

Rivas *et al.*, (2003) describen la implementación de la ecuación de Penman-Monteith adaptada para su uso con sensores remotos. La finalidad de este estudio fue la de conocer la variabilidad espacial de la evapotranspiración de referencia (ET_r) a partir de datos meteorológicos e información de temperatura de superficie (LST) obtenida a partir de imágenes de satélite. El modelo se probó en la cuenca del arroyo del Azul, ubicada en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. De enero de 1992 a diciembre de 1996. En la siguiente gráfica se muestran valores de ET_r medidos en la estación (PAN) y obtenidos aplicando el modelo de Penman-Monteith adaptado para estimaciones de sensores remotos. RMSE es la raíz cuadrada del error cuadrático medio y bias el sesgo o tendencia de la estimación (ver figura 2.5).

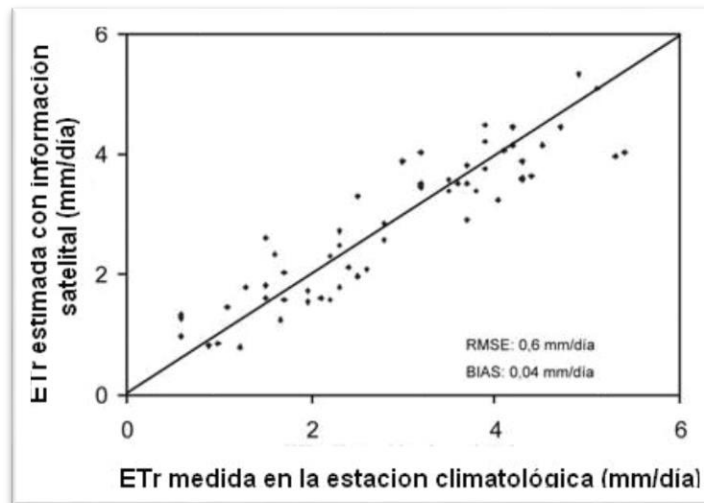


Figura 2.5 comparación de estimaciones de ETr estimada con información satelital y con datos medidos en campo. Rivas *et al.*, (2003).

Calera *et al.*, (2005) presentan resultados correspondientes a tres zonas agrícolas de tres países: 16,000 ha en la llanura del río Sele (Salerno, Italia) con hortalizas y árboles frutales; 7,270 ha en la cuenca del río Caia (Elvas, Portugal) con cultivos de cereales y hortalizas. Y 125,000 ha en el este de la Mancha (España) con cultivos de cereales, uvas y hortalizas. El modelo implementado es por coeficientes de cultivo Kc recomendado por la *Food and Agriculture Organization* (FAO).

Carlson *et al.*, (1989) describe en su artículo el cálculo diario de la evapotranspiración con imágenes GOES utilizando un método semiempírico que se basa en el supuesto de la energía de la superficie en combinación con las ecuaciones para los flujos de agua, calor, radiación y energía entre la superficie, la atmósfera y el sustrato.

Tsouni *et al.*, (2008), examinan los métodos semiempíricos y residuales de Gragner (2000) y Carlson and Buffum (1989), en los que se utilizan datos satelitales y meteorológicos así como una adaptación del método de referencia de la FAO-Penman-Monteith Allen *et al.* (1998), utilizan los canales 1 y 2 y los canales del infrarrojo 4 y 5 de NOAA-AVHRR (*National Oceanic and Atmospheric Administration-advanced Very High Resolution Radiometer*) este método fue aplicado para los meses de verano

(junio/agosto) de 2001 para un periodo de 21 días. La evapotranspiración fue estimada en un área de 10.7 km². Los resultados de este estudio se muestran en la figura 2.6. Donde se observan que el método de Carlson-Buffum en general, está un 19% por debajo de la evapotranspiración de referencia, sin embargo, resultó más exacto durante el periodo de crecimiento del cultivo de referencia que cuando éste alcanzó su fase de madurez. Mientras que el método de Granger está un 16% por arriba de la evaporación de referencia, por el contrario durante el primer periodo de crecimiento del cultivo, pero mejoró significativamente alcanzó el periodo de madurez.

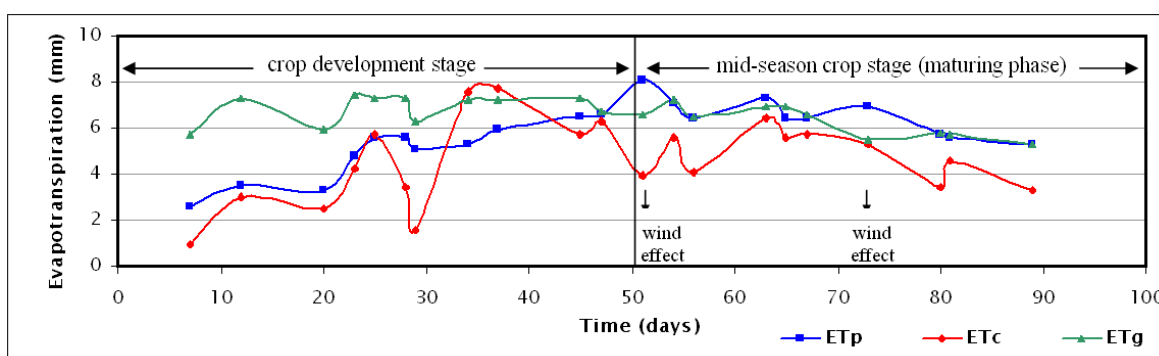


Figura 2.6 Resultados de Tsouni *et al.* 2008. FAO Penman-Monteith (ETP), Carlson-Buffum (ETC) y Granger (ETG). Tsouni *et al.* (2008).

Bastiaanssen *et al.* 1998, desarrollaron un modelo se basa en el balance de energía de la superficie de la tierra ("*Surface Energy Balance Algorithm for Land*", SEBAL) utilizando información satelital e información meteorológica (velocidad del viento, humedad del aire, radiación solar y temperatura del aire, entre otras) para la estimación de la evapotranspiración de forma instantánea o diaria. Los siguientes artículos estiman la evapotranspiración con base en el balance energético y la mayoría se apoya en SEBAL, otros más, por sus propias modificaciones. Si bien SEBAL ha demostrado que es un excelente modelo para la estimación de la evapotranspiración real, la gran cantidad de variables que este modelo requiere en su implementación limitan

su uso a áreas pequeñas en donde es posible tener mayor control y precisión en las mediciones de las variables que este modelo requiere, por lo que nos es viable aplicar este modelo en escalas regionales y/o nacionales.

Allen *et al.* (2005) evalúa el software METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration) el cual utiliza una variante del balance energético de la superficie (SEBAL) propuesto por Bastiansen *et al.* (1998). METRIC fue aplicado en Kimbely, Idaho; USA para los años 1968-1991 en un área de 30,000 km². Los resultados fueron comparados con los datos tomados en campo por estaciones meteorológicas de la región que miden evapotranspiración real para los mismos años mostrando excelentes resultados.

Li *et al.* (1998) probaron tres modelos.: el primero, denominado kB-1 o modelo de resistencia extra se calculó a través del balance energético (Kustas *et al.* 1989); el segundo, es el índice de vegetación ajustado al suelo y se calculó de forma directa por medio de una derivación de la temperatura a través del índice de vegetación, que combina los índices de vegetación con la temperatura de superficie y el estrés hídrico de los cultivos (Moran *et al.* 1994, 1996); y el tercer modelo incluye dos fuentes de resistencia (Lhomme *et al.* 1994a,b). Los modelos fueron aplicados en Lake King; suroeste de Australia, sobre dos tipos de vegetación (suelo agrícola y vegetación nativa). El modelo 1 reportó mejores resultados sobre el suelo agrícola, mientras que el modelo 2 sobre la vegetación nativa, ambos, tienen resultados de evaporación similares a diferencia del tercero que es más dependiente de parámetros empíricos.

Chemin (2003) discute que es posible utilizar la información satelital para estimar la evapotranspiración con modelos tan complejos como los del balance energético, empleando productos como el Albedo, Temperatura, NDVI, y otros estimados por sensores remotos y para los datos faltantes usar información climatológica medida en campo como la velocidad y

dirección del viento. La validación de los datos de Albedo, temperatura y NDVI para imágenes LandSat TM y NOAA AVHRR fueron propuestos por Bastiaanssen *et al.*, (2002) y Timmermans *et al.* (1999). La figura 2.7 muestra el comportamiento de la evapotranspiración de la estación meteorológica de Ferghana. Sus estimaciones fueron hechas mediante diversos métodos, incluyendo sensores remotos y los resultados son comparados con mediciones de evaporación PAN.

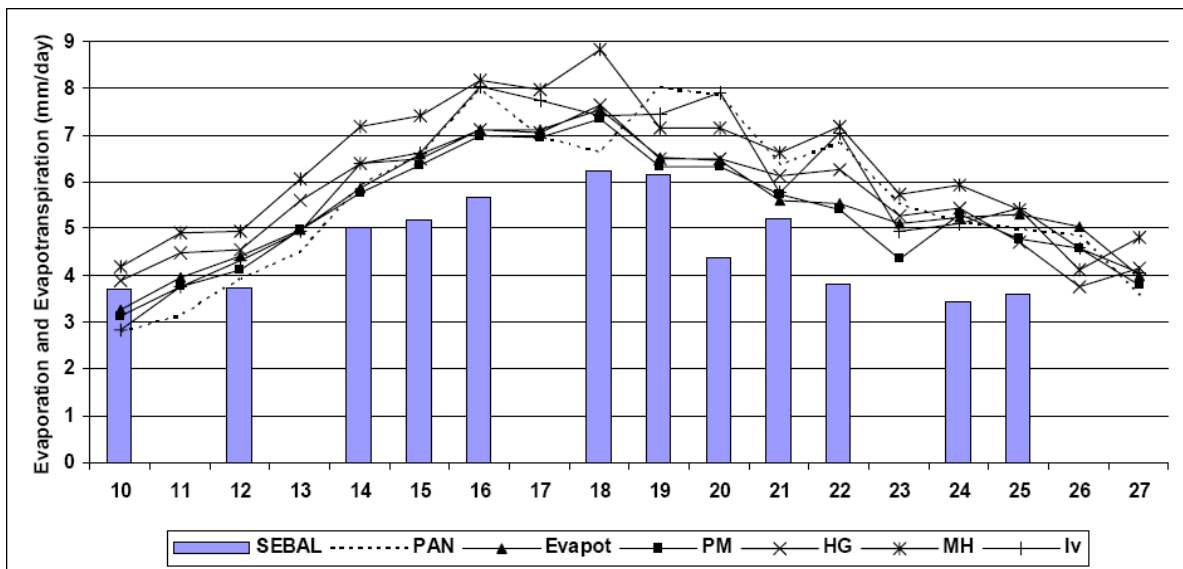


Figura 2.7 SEBAL = ET real por sensores remotos; PAN = evaporación PAN de la estación meteorológica de Ferghana; Evapot = simulación ETp del software Evapot (Cholponkulov, 2002); PM = ETp Penman-Monteith (estándar); HG = ETp Hargreaves (estándar); MH = modificado de Hargreaves; Iv = ETp Ivanov (estándar). Chemin (2003).

Cleugh *et al.* (2007) describe dos modelos para el cálculo de evaporación con intervalos de 16 días utilizando imágenes MODIS. El primero se basa en la consideración de la resistencia aerodinámica de la superficie y aplica un modelo de balance de energético (RSEB). El segundo consiste en la utilización de la ecuación de Penman-Monteith. Los modelos fueron probados en un periodo de tres años de 2001 a 2004 en Australia, en donde se utilizaron dos torres (Tumbarumba y Virginia Park) de la red *FLUXNET* que mide los intercambios de dióxido de carbono, vapor de agua y energía entre el ecosistema terrestre y la atmósfera. Los puntos de observación fueron utilizados en la validación de los modelos obteniendo los siguientes

resultados. Para el modelo de balance energético se obtuvieron resultados muy pobres ya que dicho modelo requiere de mediciones continuas y no de acumulados de 8 o 16 días. En cambio para el modelo de Penman–Monteith se generaron mapas de evaporación con alta correlación entre los datos medidos por las estaciones climatológicas de la red *FLUXNET* y los obtenidos con imágenes MODIS.

La ecuación de evapotranspiración de referencia de Allen *et al.*, (1998) consiste de dos partes. En primer lugar se obtiene la ETr a partir de mediciones de la estación agrometeorológica. En segundo lugar se obtiene el coeficiente de cultivo (definido como la relación entre evapotranspiración del cultivo en condiciones normales u óptimas, denominada E_{Tc}, y E_{Tr}) que se determina a partir de tablas de calibración y las observaciones en el terreno del cultivo en su estado fenológico. La evapotranspiración del cultivo se obtiene a partir de la multiplicación de estas dos cantidades. La siguiente grafica muestra la correlación del coeficiente K_c calculado por medio de la ecuación E1: $K_c = 1.25 \times NDVI + 0.2$ con el coeficiente K_c recomendado por la FAO. Para los cultivos de alfalfa, cebada, ajo, maíz, cebolla, adormidera, guisantes, papa, remolacha azucarera y trigo. Ver figura 2.8.

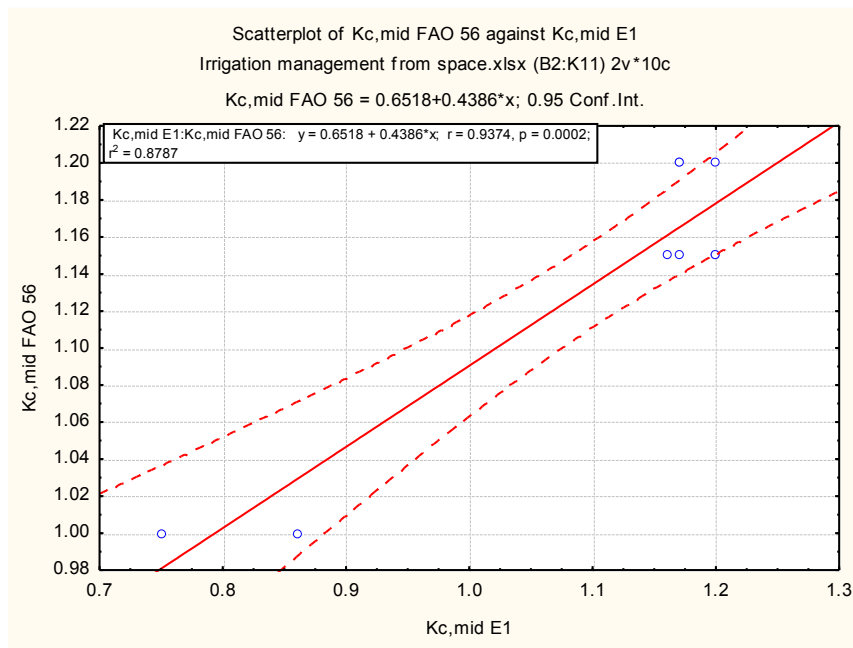


Figura 2.8 Coeficiente de cultivos (Kc) FAO 56 vs Kc mid E1. Allen et al. (1998)

Senay, et al., (2007) desarrollan un modelo simplificado del balance de energía de superficie (*"Simplified Surface Energy Balance model"*, SSEB) este modelo estima ETr mediante una función de reducción lineal de ETp y con la diferencia de temperaturas medidas en superficie de los pixeles fríos y calientes que representan condiciones extremas de humedad (máximo de ETr) y ausencia de humedad (ETr = 0.0) respectivamente. Dicho algoritmo fue probado al analizar un periodo de seis años en terrenos de cultivo para monitorear año con año las diferencias de la magnitud de producción de los cultivos relacionándolos con el manejo del agua en esos mismos años (tomando en consideración que si un cultivo está bien irrigado se alcanza el tope de máximo de producción por cultivo).

Coronel, et al., (2008) utiliza dos métodos para la estimación de ETr el primero basado en (*"Surface Energy Balance Algorithm for Land"*, SEBAL, Bastiaanssen et al, 1998) y (*"Tow Source Energy Balance"* TSEB, Kustas et al, 1999) y el segundo, en el modelo (*"Simplified Surface Energy Balance model"*, SSEB, Senay, et al, 2007), del cual desarrolla un algoritmo para la

estimación de ETr a partir de datos de ETp, el algoritmo fue aplicado en México con insumos de del sensor MODIS en áreas de captación para la región central de México con una cobertura del 70% del territorio nacional en un periodo de 16 días para el invierno del año 2002. En la presente investigación se utiliza el algoritmo desarrollado por Coronel *et al*, (2008) para la estimación de ETr en tres fechas representativas de la climatología en México (primavera, verano e invierno para los años 2007 y 2008) y se utilizo ETp estimada con la ecuación de Hargreaves (1985) debido a que existe poca información climatológica para alimentar los modelos (SEBAL y TSEB) propuestos por Bastiaanssen y Kustas respectivamente. En esta investigación se estimaron datos confiables de Ta que fueron utilizados en la ecuación propuesta por Hargreaves (1985) para la estimación de ETp.

III. Enfoque metodológico

El enfoque metodológico de esta investigación consiste en desarrollar modelos que permitan estimar temperatura del aire (Máxima y Mínima) y evapotranspiración potencial (ETp) y real (ETr), con datos obtenidos mediante sensores remotos utilizando técnicas de Percepción Remota y Análisis Espacial.

3.1. Modelo para la estimación de temperatura del aire, evapotranspiración potencial y real

En la figura 3.1 se describe el proceso para la estimación de ETp y ETr a partir de datos de LST y mediciones en campo de Ta y PAN. El modelo describe la integración de la percepción remota con el análisis espacial y el modelado en el procesamiento y validación de datos provenientes de sensores remotos con datos medidos en campo. Para obtener información confiables de temperatura del aire y evapotranspiración potencial y real. Para ello es necesario descargar imágenes MODIS de LST, proyectarlas al sistema de coordenadas *North America Lambert Conformal Conic* y re-escalar los valores de la imagen a valores válidos de LST en grados centígrados. Por otro lado, hay que procesar y validar los datos de Ta proporcionados por el SMN y agruparlos en promedios de ocho días julianos correspondientes a las fechas de análisis descritas en el apartado 3.2. Una vez validados los datos de Ta medidos en campo se procede a ejecutar el modelo de conversión de datos de LST en valores de Ta con correlación OLS $Ta=(LST,NDVI,DEM,DistMar)$. Cada dato estimado de Ta tiene que validarse con datos de Ta medidos en campo y si el resultado de la validación es satisfactorio los valores estimados de Ta son agrupados a diferentes niveles de agregación espacial por país, estados y regiones hidrológicas, para ejecutar el módulo de estimación de ETp por Hargreaves y ETr por SSEB. Posteriormente se procedió a validar los resultados de ETp con mediciones PAN obtenidas en campo, las cuales fueron interpoladas para generar una

superficie PAN, finalmente los resultados de ET_p son comparados con valores estimados de ET_r.

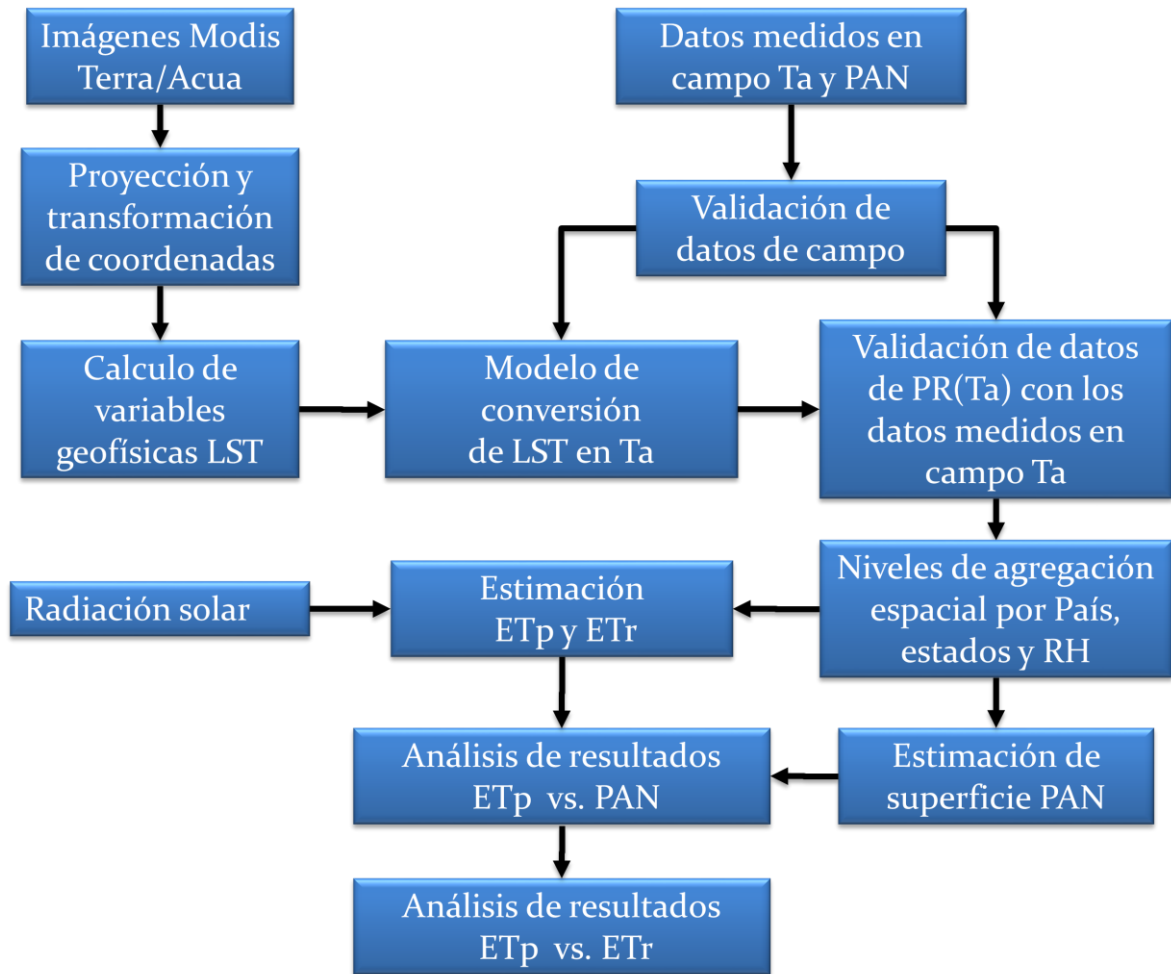


Figura 3.1. Modelo metodológico general para la estimación de evapotranspiración ET_p y ET_r con datos provenientes de PR y validado con mediciones en campo.

3.2. Definición de períodos de análisis y zonas de agrupación espacial

En este trabajo se utilizan valores de temperatura superficial (LST) obtenidos de imágenes MODIS para obtener datos de temperatura del aire (Ta) y validarlos con datos proveniente de estaciones climatológicas y observatorios del SMN. Para definir los efectos de la agregación espacial de las mediciones en tierra y explorar las posibilidades de estimar Ta usando datos de LST a diferentes escalas de agregación espacial, las cuales se definen como (país,

estados y regiones hidrológicas) se utilizan periodos de ocho días, no diarios o instantáneos, ya que los periodos de ocho días permiten una representación estable (no tan expuesta a pérdida de información y a aleatoriedad de la misma) de la variabilidad temporal y espacial tanto para LST como de Ta. De esta forma se minimizan los errores por la falta de datos como los que se presentan en las imágenes diarias de MODIS o por la falta de datos reportados por las estaciones meteorológicas convencionales o automáticas. Se analizaron todos los estados del país y las regiones hidrológicas (RH): 09 Sonora Sur, 12 Lerma-Santiago y 30 Grijalva-Usumacinta definidas por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2010).

Se trabajó con tres fechas de dos años diferentes (2007 y 2008) consideradas como representativas de la climatología en el país (periodos de ocho días con inicio de días julianos 113, 257 y 337, respectivamente para primavera, verano e invierno). Se consideran los satélites Terra y Aqua lo que significa que se analizan productos de 12 imágenes diferentes.

Se realizó el análisis por país y por estado debido a que es la forma en que se presenta la información climatológica en México. Así mismo se eligieron regiones hidrológicas que corresponden a las condiciones más representativas del país (una en el norte semi-árido: RH09 Sonora Sur, otra en la meseta alta del centro: RH12 Lerma-Chapala y la última en el trópico húmedo: RH30 Grijalva-Usumacita). En este estudio se tomaron las regiones hidrológicas definidas por la Comisión Nacional del Agua (Atlas Digital del Agua, 2010).

Debido a la falta de datos meteorológicos suficientes para trabajar con las diferentes escalas de agregación espacial (estados y regiones hidrológicas), la estimación de evapotranspiración solo se realizó nivel de país.

3.3. Adquisición de datos satelitales y medidos en campo

Es posible obtener información para estimar datos meteorológicos por medio de sensores remotos provenientes de los satélites ópticos por ejemplo LandSat TM y MODIS (Wang *et al.* 2008; Wan 2008). Dichos datos tienen que ser adecuadamente calibrados y validados. Para generar una cobertura nacional con imágenes MODIS es necesario crear un mosaico con 6 imágenes, mientras que con LandSat se requieren de 138 imágenes. Por este motivo con la intención de cubrir todo el territorio nacional continental, se definió utilizar el sensor MODIS para desarrollar metodologías que permita el uso de LST en la obtención de T_a para la estimación de la evaporación.

Descripción de Imágenes MODIS y métodos de procesamiento de LST y NDVI

Los productos analizados corresponden a: MOD11A2.V5, MYD11A2.V5 (*Land Surface Temperature & Emissivity*, LST) correspondientes a los satélites TERRA-1 y AQUA-1 respectivamente y MOD13A2.V5: Índice de Vegetación Normalizado (NDVI). Estos productos son considerados adecuados para su uso en publicaciones científicas (USGS LP DACC, 2009). Tienen una resolución espacial de 1 Km² (0.93 Km²) por pixel y son el resultado de una composición de ocho días (*day_time and night_time*) con una confiabilidad del 95% sobre tierra y un 66% sobre cuerpos de agua (USGS LP DACC, 2009). Para cubrir al territorio nacional se requieren 6 tiles (unidades en que se originan y distribuyen las imágenes MODIS) que se descargaron de la siguiente dirección URL https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/get_data. Se trata de productos MOD11A2, MYD11A2 y MOD13A2 (h07v06, h08v05, h08v06, h08v07, h09v06 y h09v07). Los datos fueron proyectados mediante la herramienta MRT MODIS *Reprojection Tool* que también se puede descargar de la dirección URL antes mencionada. Las capas geográficas fueron reproyectadas a *North America Lambert Conformal Conic* y se utilizó el *datum* NAD27, con los parámetros de proyección *SMajor*: 0.0, *SMinor*: 0.0,

STDPR1: 17.5, STRP2: 29.5, CentMer: -102.0, OriginLat: 0.0, FE: 2000000.0 y FN:0.0, ver figura 3.2C y 3.2D.

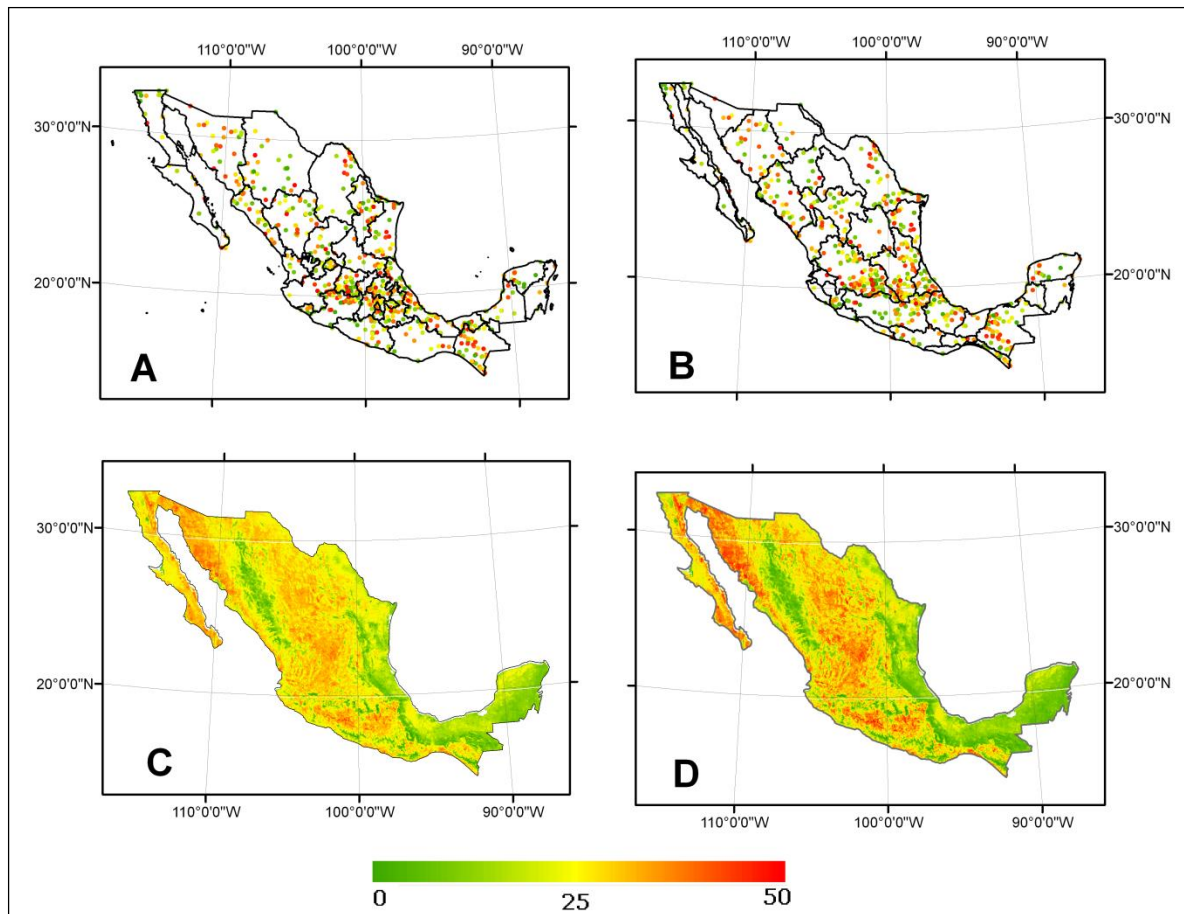


Figura 3.2. Valores de temperatura del aire (T_a) medidas en las estaciones en México para la fecha del 22 al 29 de abril del 2007 (día juliano 113). A) Agrupación por estados y B) por regiones hidrológicas. Ejemplos de dos mosaicos (6 Tiles) de productos de temperatura superficial (LST) de MODIS para el periodo de análisis 113, C) Terra y D) Aqua.

Cada tile de LST o NDVI contiene 12 archivos de configuración y datos. Para esta investigación son de intereses *LST_Day_1km* (8-Day daytime 1km grid land surface temperature), *LST_Night_1km* (8-Day nighttime 1km grid land surface temperature) y 1km 16 days NDVI. Los archivos de LST contienen los datos de temperatura en grados Kelvin codificados en enteros de 16 bit sin signo y los valores validos van desde 7500 a 65535 por lo que es necesario multiplicar el archivo por el factor de escala de 0.02 para obtener la temperatura en Kelvin, mientras que los archivos de NDVI están codificados

en enteros de 16 bit con signo y los valores validos van de -2000 a 10000 y se tiene que multiplicar el dato por un factor de escala de 0.0001 (USGS LP DACC, 2009).

LST máxima, LST mínima y LST promedio.

Siguiendo los pasos descritos en el párrafo anterior se generaron capas geográficas LST máxima (LSTmax) a partir de los productos *LST_day*. La LST mínima (LSTmin) se estimó a partir del producto *LST_Night*, mientras que la temperatura media es el promedio de ambos productos. En total se generaron 18 grids de Ta para México (máxima, mínima y promedio) para los años 2007 y 2008 en las fechas correspondientes de de los periodos de análisis 113, 257 y 337 de cada año.

Para el cálculo de NDVI se utilizaron los productos de NDVI publicados por MODIS como MOD13A2 y MYD13A2 con una resolución temporal de 16 días julianos. Las imágenes se procesaron de igual forma que la de los productos LST de MODIS descritos anteriormente, el único cambio relevante en el proceso es que el factor de reescalamiento de valores que es de 0.0001 y el rango valido de datos es de -2000 a 10000 (USGS LP DACC, 2009).

Temperatura del aire y datos de evaporación PAN

Los datos medidos en campo de Ta y PAN provienen de la base de datos climatológicos del SMN de los años 2007 y 2008, y son utilizados en los análisis de correlación, para ello, solo se seleccionan los datos climatológicos etiquetados como datos validos. Para fines de este trabajo los datos etiquetados como faltantes, estimados, dudosos o no confirmados son eliminados. Esto permite obtener una mejor base de comparación entre (Ta y LST) y (PAN y ETp) para todo el territorio nacional. Los datos de Ta y PAN son agrupados y promediados cada ocho días de acuerdo al día juliano y solo son utilizados los que reportan una frecuencia mayor o igual a seis días y el promedio se da entre el acumulado y la frecuencia de cada periodo de datos.

Finalmente los datos de Ta y PAN medidos en campo son proyectados al mismo sistema de coordenadas al que fueron proyectadas las imágenes MODIS y los datos son agrupados en las diferentes formas de agregación espacial (a nivel de país, estado y región hidrológica) para poder ser utilizados en los modelos de conversión de LST en Ta y la validación de dichos modelos y en la estimación de ETr.

Cabe aclarar que en este trabajo se refiere a Ta como la variable de temperatura del aire de forma general, debido a que los modelos desarrollados para la estimación de Ta a partir de datos de LST funcionan igual tanto para estimar temperaturas máximas como temperaturas mínimas, y que la diferencia entre ambos procesos solo consiste en utilizar los productos MODIS LST-*day* para la estimación de Ta(máxima) y LST-*night* para estimar Ta(mínima) (USGS LP DACC, 2009).

Superficies PAN

Para la validación de los datos estimados de ETp encontrados en esta investigación a partir de imágenes satelitales es necesario generar superficies PAN a partir de las mediciones en campo del SMN. Para ello se cuentan con promedios de 8 días de mediciones PAN para los periodos de análisis 113, 257 y 337 de los años 2007 y 2008. De acuerdo con Hengl (2009, pag. 32) y su árbol de decisiones para la selección de técnicas de análisis espacial se encontró que por medio de Kriging ordinario es posible generar superficies PAN ya que dicha climatológica presenta autocorrelación espacial y los variogramas pueden ser ajustados a través de un modelo exponencial.

En la interpolación de datos PAN se utilizó el software estadístico R (R-Project, 2010) con que se realizó primeramente el ajuste de histogramas para cada uno de los periodos y fechas utilizadas en esta investigación y la interpolación Kriging ordinario.

Modelo digital de elevación

El modelo digital de elevación (DEM) utilizado en esta investigación proviene de la misión SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) 2003 de la NASA y tiene una resolución espacial de 1km² por pixel lo que lo hace consistente con las imágenes MODIS que presentan la misma resolución espacial y por lo tanto adecuado para ser utilizado en los diferentes modelos de estimación de Ta, ETp y ETr desarrollados en esta tesis.

Radiación Solar

Se generaron 3 grids de radiación solar extraterrestre R_a y 6 grids de Radiación solar incidente R_s (Allen *et al.* 1998; Samani, 2000). Correspondientes a las fechas de análisis 113, 257 y 337.

En la estimación de R_a y R_s se siguieron las ecuaciones de la 24 a la 29 descritas en la sección 2.2.3.2. Y en la tabla 3 de esa misma sección se ilustra un ejemplo con valores reales de esta investigación. A continuación se encuentra el script desarrollado siguiendo dichas ecuaciones para la estimación de R_a y R_s .

```
/* Latitud en radianes se genero un grid (lat1) con las latitudes de México Eq 26.
/* latitud = ((pi / 180) * lat1)
/*
/* dia juliano j = 113, 257, 337
/*
/* Distancia media Sol-tierra Eq. 27.
/* dr = 1 + 0.033 cos(2p (j)/365
/*
dr113 = (mask2 * (1 + 0.033 * cos(2 * pi * 113 / 365)))
dr257 = (mask2 * (1 + 0.033 * cos(2 * pi * 257 / 365)))
dr337 = (mask2 * (1 + 0.033 * cos(2 * pi * 337 / 365)))
/*
/* Declinación solar, d: Eq. 28.
/*
/* d = (0.409 * sin(2 * pi * (j) / 365 - 1.39) )
/*
d113 = (mask2 * (0.409 * sin(2 * pi * 113 / 365 - 1.39)))
d257 = (mask2 * (0.409 * sin(2 * pi * 257 / 365 - 1.39)))
d337 = (mask2 * (0.409 * sin(2 * pi * 337 / 365 - 1.39)))
/*
/* Ángulo de la salida del sol Ws Eq. 29.
/*
/* Ws = arccos[-tan(latitud)tan(0.120)]
/*
Ws113 = acos(-1 * tan(lat3) * tan(d113))
Ws257 = acos(-1 * tan(lat3) * tan(d257))
Ws337 = acos(-1 * tan(lat3) * tan(d337))
/*
```

```

/* ss = sin(latitud)sin(d)
/*
ss113 = (mask2 * (sin(lat3) * sin(d113)))
ss257 = (mask2 * (sin(lat3) * sin(d257)))
ss337 = (mask2 * (sin(lat3) * sin(d337)))
/*
/* cc = cos(j)cos(d)
/*
cc113 = (mask2 * (cos(lat3) * cos(d113)))
cc257 = (mask2 * (cos(lat3) * cos(d257)))
cc337 = (mask2 * (cos(lat3) * cos(d337)))
/*
/* Ra = Radiación solar extraterrestre Eq. 25.
/*
/* Ra = ((24 * (60) / pi) * (0.0820) * (dr) * (Ws * (ss) + cc * sin(Ws))) [MJ m^-2 day^-1]
/*
Ra113 = ((24 * (60) / pi) * 0.0820 * dr113 * (Ws113 * ss113 + cc113 * sin(Ws113)))
Ra257 = ((24 * (60) / pi) * 0.0820 * dr257 * (Ws257 * ss257 + cc257 * sin(Ws257)))
Ra337 = ((24 * (60) / pi) * 0.0820 * dr337 * (Ws337 * ss337 + cc337 * sin(Ws337)))
/*
/*
Ra07113 = Ra113
Ra07257 = Ra257
Ra07337 = Ra337
Ra08113 = Ra113
Ra08257 = Ra257
Ra08337 = Ra337
/*
/*
/* Obtención de la Radiación Solar Incidente (Rs) Eq. 24.
/* Samani (2000) propone la siguiente fórmula:
/* Rs = Ra * KT * (tmax - tmin)^0.5
/*
/*donde:
/* Rs = Radiación solar incidente
/* Ra = Radiación solar extraterrestre
/* KT = coeficiente = Hargreaves (citado en Samani, 2000) recomienda
/* KT = 0.162 para regiones del interior y KT = 0.19 para regiones costeras.
/* tmax = temperatura diaria máxima lst
/* tmin = temperatura diaria mínima lstn
/*
/*
Rs07113 = (Ra07113 * 0.162 * pow((lst07113f - lstn07113f), 0.5))
Rs07257 = (Ra07257 * 0.162 * pow((lst07257f - lstn07257f), 0.5))
Rs07337 = (Ra07337 * 0.162 * pow((lst07337f - lstn07337f), 0.5))
Rs08113 = (Ra08113 * 0.162 * pow((lst08113f - lstn08113f), 0.5))
Rs08257 = (Ra08257 * 0.162 * pow((lst08257f - lstn08257f), 0.5))
Rs08337 = (Ra08337 * 0.162 * pow((lst08337f - lstn08337f), 0.5))
/*
/*

```

Distancia al Mar (DistMar)

Para este cálculo se generó un grid en ArcMap con una resolución de 1km² por pixel y se proyectó al mismo sistema de coordenadas de las imágenes MODIS. Cada pixel contiene el valor de la distancia entre dicho pixel y el mar u océano más cercano a él, expresado en kilómetros.

3.4. Obtención de modelos de para la estimación de temperatura del aire

En esta sección se describe el modelo que se desarrolló para la estimación de T_a utilizando regresión lineal y correlación OLS $T_a=(LST,EDVI,DEM,DistMar)$

Para correlacionar LST y T_a fue necesario utilizar el mismo datum y sistema de coordenadas para garantizar una perfecta extracción de datos de LST para cada uno de los pixeles correspondientes a los datos de T_a reportados por el SMN. Realizado lo anterior, la información fue agrupada de acuerdo a las diferentes escalas de agregación espacial (País, estados y Regiones hidrológicas) y se procedió al análisis de correlación OLS $T_a=(LST,EDVI,DEM,DistMar)$. El modelo generado fue aplicado a cada uno de los pixeles correspondientes a la ubicación de las estaciones meteorológicas de cada región analizada el modelo utilizado con tal propósito fue:

$$T_a = \text{intercepto} - (LST) * \text{Coeficiente}(LST) - (NDVI) * \text{Coeficiente}(NDVI) - (DEM) * \text{Coeficiente}(DEM) - (DistMar) * \text{Coeficiente}(DistMar).$$

Se utilizó para la estimación de temperaturas del aire máximas y mínimas a partir de las imágenes modis LST en donde los datos *LST_Day* renombraron como LSTmax y para *LST_Night*, LSTmin.

La forma de obtener los modelos fue mediante análisis de correlación lineal univariado y multivariado. Para el caso de regiones hidrológicas se eligieron las que pueden ser representativas de las condiciones observadas en el país (una en el norte árido, otra en la meseta alta del centro y la última en el trópico húmedo). Los criterios para definir el nivel de la correlación R fueron los siguientes: < 0.3 baja, entre 0.3 y 0.6 mediana o moderada y > 0.8 de forma similar a lo propuesto por Downie *et al.* (1973, 100-130). A pesar de haber seleccionado los anteriores criterios se reconoce que la calificación de los niveles de correlación no es única ni invariable, sino como lo indica el autor antes mencionado depende de la naturaleza del problema que se está modelando.

Se utilizaron los programas estadísticos R v2.11.1 (R-Project, 2010), Statistica v8.0 (Statistica, 2009), Excel de Microsoft Office v2007 y el componente de análisis espacial de ArcMap v9.3.

En la generación de este modelo se probaron diversos métodos de correlación espacial como la i de Moran univariada y bivariada, donde se encontró que no existe autocorrelación espacial (o que es muy pequeña o insignificante) entre las mediciones en campo, esto debido a la distancia que existe entre dichas mediciones, a la agregación espacial (que nos habla del número de muestras y su distribución espacial) y la heterogeneidad espacial (que nos describe las diferentes regiones en donde se encuentran localizadas dichas mediciones) ver apartado 2.2.2.1.

3.5. Estimación de Evapotranspiración potencial

Para estimar ETp se prepararon varias capas geográficas raster en formato grid de ArcInfo con información base nacional para utilizarlos como insumos en la ecuación de Hargreaves (1985). Los primeros son referentes a la estimación de T_a a partir de LSTmax y LSTmin (ver sección 3.4. para detalles de su obtención). En la estimación de ETp se utilizó el siguiente script siguiendo la ecuación de Hargreaves, mismo que incluye la obtención de todas las variables requeridas (algunas de ellas ya fueron previamente expuestas en el script presentado en la sección 3.3.):

```
/* Cálculo de la Evapotranspiración Potencial mediante la
/* fórmula de Hargreaves Eq. 22.
/*
/*ETp = 0.0135 * (tmed + 17.78) * Rs
/*
/* donde:
/* ETp = evapotranspiración potencial diaria, mm/día
/* tmed = temperatura media, °C = (lst_max - lst_min) / 2
/* Rs = radiación solar incidente, convertida en mm/día
/*
/*
ETp07113 = (0.0135 * (Tm07113 + 17.78) * Rs07113)
ETp07257 = (0.0135 * (Tm07257 + 17.78) * Rs07257)
ETp07337 = (0.0135 * (Tm07337 + 17.78) * Rs07337)
ETp08113 = (0.0135 * (Tm08113 + 17.78) * Rs08113)
ETp08257 = (0.0135 * (Tm08257 + 17.78) * Rs08257)
ETp08337 = (0.0135 * (Tm08337 + 17.78) * Rs08337)
```

Validación de resultados

Tanto el análisis espacial como la percepción remota proveen de varias técnicas de validación de datos. Para este caso, lo mejor es tomar lecturas en campo de las variables observadas por los sensores remotos y compararlas entre sí para obtener un grado de certidumbre de la validez de los datos estimados con PR, en esta tesis se utilizaron mediciones PAN y Ta (máximas y mínimas) de la base de datos Climatológica (CLICOM) del Servicio Meteorológico Nacional ya que es una fuente confiable de información meteorológica de variables medidas en campo, en total el SMN cuenta con 3,286 puntos de observación distribuidos en el territorio nacional. Estos datos resultaron suficientes para validar los modelos de correlación para la estimación de Ta a través de LST, NDVI del sensor MODIS y otras variables. Dichas correlaciones fueron hechas con técnicas de análisis espacial como las de análisis de regresión lineal y correlaciones descritas en el capítulo 2 sección 2.1.1

Comparación contra superficies de evaporación interpoladas a partir de mediciones de evaporación PAN

Para validar ETp estimada con datos de PR y la ecuación de Hargreaves se realizó una correlación OLS PAN=(ETp) los datos de ETp contra superficies PAN (ver sección 3.2.), el resultado de las correlaciones a nivel nacional de cada periodo y fecha de análisis se muestran en el siguiente capítulo sección 4.2. La comparación entre ETp y PAN se realizó a diferentes ventanas de agregación espacial, las ventanas de análisis se calcularon de 1x1 3x3, 9x9, 14x14 y 20x20 pixeles que representan un área de 1, 9, 81, 196 y 400 Km² respectivamente. Para realizar las ventanas de análisis de 3x3, 9x9, 14x14 y 20x20 pixeles fue necesario interpolar los datos PAN para cada uno de los periodos de análisis.

Un dato de evaporación PAN es muy diferente en comparación con un dato de ETp, la diferencia principal radica en que los datos PAN son medidos

en tanques de evaporación en donde dicho tanque contiene cierta cantidad de agua que está expuesta a las condiciones climatológicas del sitio en donde se está midiendo el dato PAN que se obtiene como resultado de medir la cantidad de agua remanente en el tanque de evaporación después de un tiempo de espera previamente establecido, que normalmente es de 24 horas, y el dato PAN surge como la diferencia del liquido remanente en el tanque de evaporación contra la cantidad inicial de agua con que se dio inicio al periodo de espera. Mientras que un dato estimado de ETp se obtiene por medio de una formula empírica que supone un estimado de evapotranspiración ya que suma la evaporación del suelo con la transpiración de las plantas y en particular de sus estomas, donde influye la cantidad de humedad almacenada en suelo y la vegetación al verse afectadas por las condiciones climatológicas y la resistencia aerodinámica de la superficie del suelo y la vegetación. Con tal información se puede concluir que los datos PAN no son comparables con datos estimados de ETp ya que son dos variables totalmente distintas. Sin embargo, los datos PAN y los estimados de ETp normalmente presentan la misma tendencia y dependiendo del método empleado para la estimación de la evapotranspiración se encuentra que dichos datos presentan una sub estimación o sobre estimación del dato PAN.

3.6. Estimación de evapotranspiración real

Una vez estimado ETp y generadas superficies PAN para los diferentes periodos de análisis, es posible estimar valores de Evapotranspiración real (ETr) mediante el algoritmo desarrollado por Coronel, *et al.* 2008, a partir del modelo SSEB (Senay, *et al.* 2007), utilizando los datos de LST, NDVI. De tal forma que se generaron estimaciones de ETr utilizando datos de ETp a los que se denominaron $ETr_{(ETp)}$ y a datos de ETr estimados con PAN se denominaron $ETr_{(PAN)}$. En la comparación de ambas estimaciones se utilizo una correlación OLS $ETr_{(PAN)} = (ETr_{(ETp)})$, dicha comparación se realizo para todas la fechas de análisis.

IV. Resultados y Discusión

Se presentan los resultados y discusiones de las estimaciones de T_a a diferentes niveles de agregación espacial (País, estados y regiones hidrológicas) y de las estimaciones de ET_p y ET_r a una escala de agregación de País, para todas las fechas analizadas. En la sección 4.1.2. Se presentan los datos de la estimación de T_a a nivel nacional a partir de imágenes satelitales, dichos datos presentan correlaciones muy altas que significan que la metodología desarrollada en esta investigación representa un aporte que va más allá del que se espera de un trabajo convencional de tesis de maestría. También se presentan resultados a nivel nacional y estatal sobre la autocorrelación de los datos.

4.1. Estimación de temperatura del aire a partir de temperatura de superficie

En esta sección se presentan y analizan los resultados obtenidos por los modelos generados para estimar T_a en diferentes fechas de análisis y diferentes escalas de agregación espacial.

4.1.1. Resultados por estado

La tabla 4.1 presenta los resultados de la realización de análisis de correlación a nivel nacional y estatal entre las variables LST y T_a para la fecha representativa correspondiente a los días julianos 113, 257 y 337 de los años 2007 y 2008. Para efectos de una mejor visualización se colorean en gris las correlaciones estadísticamente no significativas ($P < 0.1$) y en blanco las significativas ($P > 0.1$). El coeficiente de correlación está indicado como r . N corresponde al número de estaciones.

Tabla 4.1 Resultados del análisis de correlación a nivel nacional y estatal entre las variables LST y Ta para la fecha representativa correspondiente a los días julianos 113, 257 y 337 y para los años 2007 y 2008, los datos provienen del satélite Terra-1.

ESTADOS	Día Juliano 113						Día Juliano 257						Día Juliano 337					
	2007			2008			2007			2008			2007			2008		
	r	P	N	r	P	N	r	P	N	r	P	N	r	P	N	r	P	N
AGS	-0.0073	0.984	7	0.5105	0.196	7	-0.21	0.535	10	0.6609	0.0268	11	-0.3075	0.2466	16	-0.4739	0.0637	16
BC	0.6207	0.6168	14	0.3281	0.252	14	-0.12	0.739	10	0.8306	0.0029	10	0.6226	0.0545	10	0.5785	0.0798	10
CAMP	0.1357	0.6297	15	0.3691	0.176	15	-0.19	0.532	13	-0.023	0.941	13	0.0123	0.9625	16	-0.2592	0.3152	17
CHIH	0.8446	0	25	0.763	1E-05	25	0.6	0.002	25	0.204	0.3281	25	0.8143	1E-11	27	0.6606	0.0002	27
CHIS	0.4438	0.0097	33	0.4761	0.004	34	-0.17	0.292	29	0.5951	3E-05	42	0.6019	1E-05	48	0.6403	1E-12	48
COAH	0.4704	0.0272	22	0.1765	0.432	22	0.452	0.04	21	0.6898	0.0005	21	0.5769	0.0025	25	0.3042	0.1392	25
COL	0.6143	0.0784	9	0.6405	0.063	9	0.013	0.974	9	0.0275	0.9441	9	0.28	0.4043	11	0.2424	0.4726	11
DF	-0.1031	0.7498	10	0.8636	0.001	10	0.724	0.167	5	0.2689	0.6617	5	0.1487	0.6278	13	0.3903	0.1873	13
DGO	0.2613	0.1237	34	0.4916	0.003	34	0.568	5E-04	34	0.4165	0.0143	34	0.2759	0.0984	37	0.1693	0.3164	37
GRO	0.1366	0.4967	23	0.5711	0.004	27	0.159	0.458	24	0.2477	0.2431	24	0.6485	0.0003	27	0.638	0.0003	27
GTO	0.1796	0.3094	31	0.0136	0.939	34	0.163	0.408	28	-0.203	0.3006	28	-0.0067	0.9667	41	0.1521	0.3425	41
HGO	0.4473	0.0718	17	0.5913	0.012	17	0.317	0.405	9	-0.415	0.2663	9	0.5176	0.0162	21	0.3082	0.1741	21
JAL	0.0745	0.8488	9	0.3204	0.401	9	0.174	0.438	22	0.3498	0.1106	22	0.323	0.1533	21	0.3423	0.1288	21
MEX	-0.1141	0.6628	15	0.694	0.002	17	0.334	0.289	12	0.2491	0.435	12	0.7054	0.0033	15	0.7549	0.0011	15
MICH	0.4982	0.0008	42	0.4436	0.003	42	0.475	0.086	14	0.2408	0.4069	14	0.3783	0.1485	16	0.4667	0.0684	16
MOR	0.4577	0.4577	5	0.7685	0.129	5	-0.4	0.509	5	0.6196	0.265	5	0.7605	0.4499	3	-0.9437	0.2147	3
NAY	0.6095	0.0814	8	0.3628	0.337	9	0.515	0.296	6	0.1245	0.8142	6	-0.4962	0.2574	7	0.3363	0.4607	7
NL	0.3012	0.2101	19	0.1575	0.52	19	0.394	0.086	20	0.4831	0.0309	20	0.6388	0.0104	15	0.2253	0.4195	15
OAX	0.1273	0.6511	15	-0.0056	0.984	15	0.129	0.675	13	0.4578	0.1157	13	-0.2459	0.3968	14	0.1505	0.6075	14
PUEB	0.5449	0.0033	35	0.5146	0.002	35	0.67	0.048	9	0.6472	0.0595	9	0.4391	0.0106	33	0.5222	0.0018	33
QRO	1		2	1		2	1		2	1		2	0.9245	0.0246	5	0.7725	0.1257	5
QROO	-1		2	1		2	-1		2	-1		2	0.199	0.6416	4	0.7749	0.2251	4
SIN	-0.0246	0.9093	24	0.1967	0.357	24	-0.5	0.017	22	0.1549	0.4914	22	0.2791	0.1353	30	0.1101	0.0886	30
SLP	-0.263	0.3853	11	-0.1523	0.655	13	0.325	4775	7	-0.053	0.9102	7	-0.361	0.1411	18	-0.6373	0.0044	18
SON	0.503	0.0064	28	0.5003	0.007	28	0.511	0.004	30	0.684	3E-05	30	0.4623	0.0152	27	0.5657	0.0017	28
TAB	0.1514	0.5239	20	0.1333	0.575	20	0.163	0.596	13	0.1707	0.5771	13	0.3751	0.0465	19	0.1575	0.5195	19
TAMPS	-0.3452	0.0456	34	0.39	0.023	34	-0.02	0.923	35	0.2115	0.2156	36	0.159	0.4282	27	0.0393	0.8489	26
TLAX	0.7778	0.1214	5	0.2878	0.639	5	-0.51	0.491	4	0.5286	0.4717	4	-1		2	-1		2
VER	0.593	1E-06	47	0.6209	1E-10	47	0.74	0.023	9	0.8781	0.0018	9	0.5514	3E-05	51	0.6482	1E-06	51
YUC	-0.5013	0.0809	13	0.6666	0.013	13	-0.02	0.949	13	0.6248	0.0224	13	0.6907	0.0015	18	0.4541	0.0583	18
ZAC	-0.162	0.4829	21	0.1881	0.414	21	0.04	0.878	17	0.1509	0.5632	17	0.0781	0.7169	24	0.2063	0.3334	24
NACIONAL	0.32	0	585	0.3154	0	609	0.39	0	462	0.55	0	487	0.4236	0	640	0.4531	0	640

Como puede observarse, las fechas analizadas muestran una correlación (r) significativa que fluctúa entre 0.31 hasta 0.55. Ello sugiere que las variables LST y Ta están correlacionadas a nivel nacional pero que existen otras variables o factores que afectan en un alto grado la variabilidad de Ta y que no están siendo consideradas mediante la variable LST. Esto es indicador de que debido a la configuración espacial de la ubicación de estaciones (número de estaciones y distancia entre ellas) la agregación espacial a nivel país de las estaciones climatológicas no es representativa de la variabilidad espacial de Ta.

A nivel estatal sólo los estados de Puebla, Sonora y Veracruz presentan correlaciones significativas en todos los casos analizados (de 0.40 a 0.87) para todos los periodos y años analizados. En Veracruz de $r=0.87$ el

intercepto fue de -0.27 y la pendiente de 0.95 indicando una sensibilidad un poco menor a la esperada de T_a a los cambios de LST, lo que puede generar una mínima subestimación de T_a . Este hecho es notable debido a que se trata de lugares con condiciones significativamente diferentes (nubosidad, tipo y estados de la vegetación, humedad de la superficie, velocidad del viento y humedad relativa). El caso de Veracruz, es un estado que podría ser caracterizado como representativo del trópico húmedo; Puebla del altiplano central con lluvias de nivel medio y Sonora un estado con pocas lluvias del noreste del país. Este resultado puede indicarnos que las condiciones anteriormente mencionadas no necesariamente son definitorias para la coincidencia entre las variables T_a y LST.

Día juliano 113

Para el periodo de ocho días correspondiente al día juliano 113, solo 10 estados presentan correlaciones significativas en ambos años y siete presentan correlaciones significativas solo para uno de los dos años. Como tendencia general, se observa que los estados con menos estaciones meteorológicas tienden a tener correlaciones no significativas. El estado que presenta las mayores correlaciones significativas es Chihuahua con 0.84 (2007) y 0.76 (2008), para la mejor correlación, el intercepto fue de 13.14 y la pendiente de 0.95, indicando nuevamente que existe una correlación alta y una sensibilidad un poco menor a la esperada de T_a a los cambios de LST, lo que puede generar una mínima subestimación de T_a . Solo en este caso podría considerarse que LST es un buen indicador de T_a y que puede generarse una ecuación funcional. En los demás estados con correlación significativa, se observan coeficientes de correlación de alrededor de 0.4 y 0.6 indicando que LST es responsable en buena medida de la variabilidad de T_a , pero que el nivel de correlación no es suficiente a nivel estatal o nacional para generar un modelo para obtener T_a a partir de LST.

Día juliano 257

Este periodo presenta la mayor cantidad de casos con correlaciones no significativas (solo 5 estados con correlaciones significativas). Esto es entendible debido a que corresponde al verano, que en México se caracteriza por ser el de mayor concentración de lluvias y nubosidad, influyendo en la calidad de LST debido a la limitación inherente a los productos de percepción remota basados en bandas infrarrojas termales tal como lo indica Wan (2008). En este caso LST aparece estar muy cercano a los valores de T_a para los estados de Veracruz y Puebla con coeficientes de correlación superiores a 0.65 y solo en estos casos aparenta ser posible la obtención de un modelo. La mejor correlación fue para Veracruz en el 2008 con $r=0.87$, el intercepto de -4.71 y la pendiente de 1.04, indicando que existe una correlación alta y una ligera sensibilidad de T_s respecto a los cambios de LST que puede llevar a un una ligera sobreestimación de T_s .

Día juliano 337

En este caso, hay 14 estados que presentan correlaciones significativas para ambos años y cinco solo en un año. Similarmente al periodo juliano que inicia el día 113, el estado que presenta las mayores correlaciones significativas para ambos años es Chihuahua con 0.81 (2007) y 0.66 (2008), en 2007, el intercepto fue de 4.68 y la pendiente de 0.96, indicando que existe una correlación alta con la posibilidad de una mínima subestimación de T_s . Esta observación apoya la afirmación de que en este estado LST es un buen indicador de T_a y que puede generarse una ecuación útil para la estimación de T_a . En la mayoría de los estados restantes con correlación significativa se observan coeficientes de correlación de alrededor entre 0.4 y 0.6 confirmando que LST está asociado a T_a , pero que el nivel de correlación no es suficiente a nivel estatal o nacional para generar modelos de estimación de T_a .

Resultados a nivel nacional con T_a , LST y NDVI

La figura 4.1 presenta los resultados del análisis de correlación multivariada del periodo correspondiente al día juliano 337 para ambos años entre las variables temperatura del aire T_a como variable dependiente y como independientes o predictoras temperatura LST y NDVI provenientes del sensor MODIS Terra para todas las estaciones climatológicas del país. En 2007 se aprecia un incremento de la correlación entre las variables con respecto al mismo análisis sin considerar NDVI (r de 0.42 a 0.54), coincidiendo en este caso con lo encontrado por Kawashima *et al.* (2000). Para 2008 se obtuvo una r de 0.4519 comparado con r de 0.45 para el caso que no considera NDVI. Esto indica que la inclusión de NDVI no influyó en los resultados del año 2008 para modificar la correlación entre las variables comparadas.

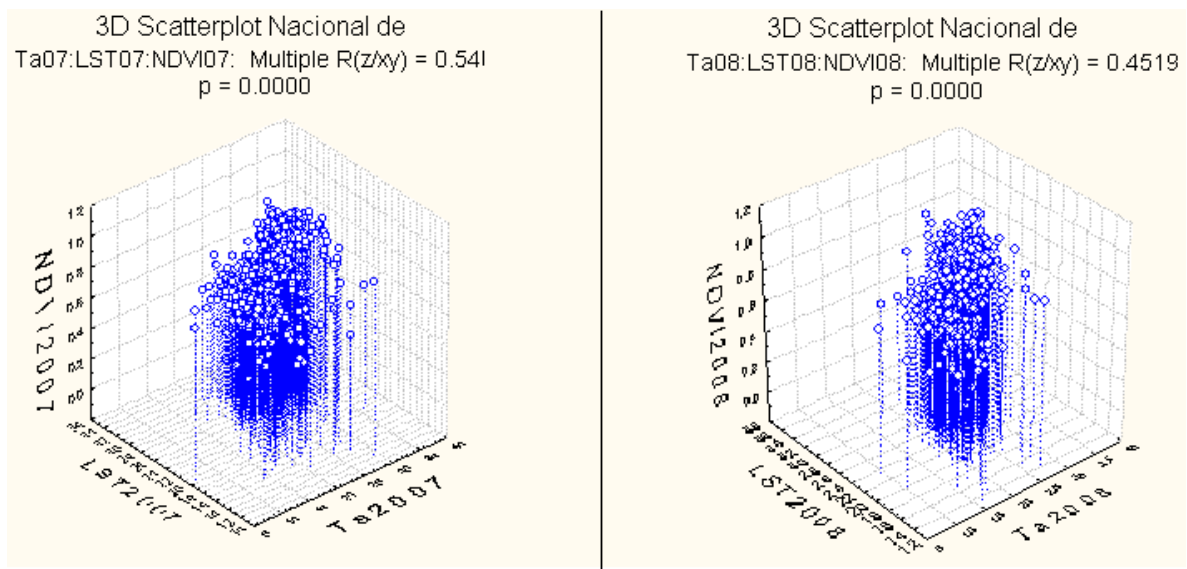


Figura 4.1 análisis de correlación para el periodo correspondiente al día juliano 337 entre las variables temperatura del aire (T_a) como variable dependiente y temperatura superficial (LST) e índice normalizado de vegetación ($NDVI$) provenientes del sensor MODIS Terra para todas las estaciones climatológicas del país. Izquierda: 2007, Derecha: 2008.

4.1.2. Resultados a nivel país

En la correlación de las variables se utilizó OLS para obtener un continuo de temperaturas máximas y mínimas del aire para todo el país usando el modelo de correlación OLS $T_a = (LST, NDVI, \text{Altitud}, \text{Distancia al mar})$. En la figura 4.2 se aplica dicho modelo a LSTmax para estimar la temperatura máxima del aire y LSTmin para la temperatura mínima del aire, para todas las fechas de análisis.

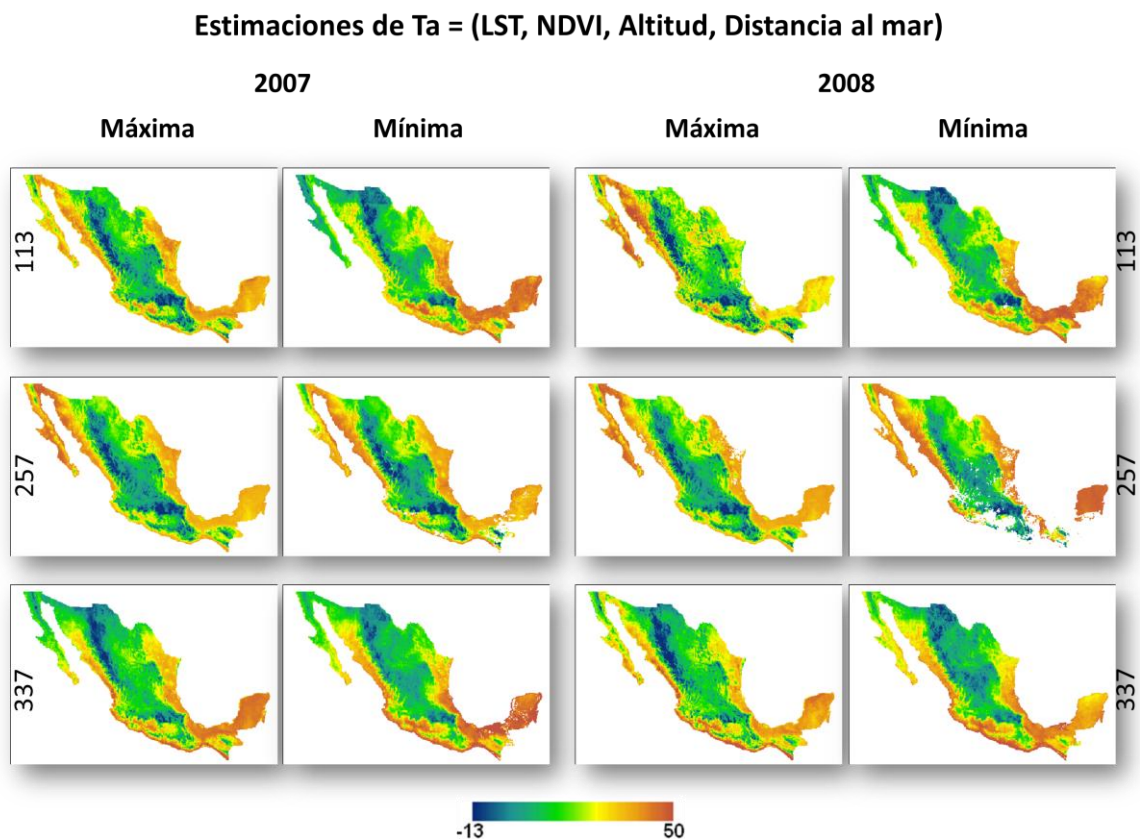


Figura 4.2 Resultados de T_a estimada con datos de PR para temperaturas máximas (LSTmax) y mínimas (LSTmin) de los diferentes periodos de análisis 113, 257 y 337 de los años 2007 y 2008.

Los resultados encontrados de r y r^2 se muestran en la figura 12 y en la tabla 5 para todos los periodos y fechas de análisis.

Tabla 4.2. Correlaciones r y r^2 encontradas en la estimación de T_a (máxima) para todos los periodos julianos del 2007 y 2008.

Año, juliano	r^2	r
2007, 113	0.418	0.646
2007, 257	0.676	0.822
2007, 337	0.642	0.801
2008, 113	0.460	0.678
2008, 257	0.694	0.833
2008, 337	0.557	0.747

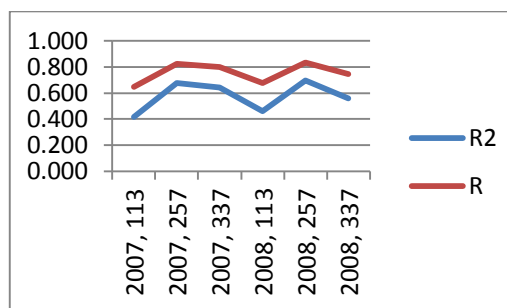


Figura 4.3. Correlaciones de T_a (máxima) para todas las fechas de análisis

Como puede observarse en la tabla 4.3 para todas las fechas analizadas, a nivel nacional se observa una correlación (r) significativa que fluctúa entre 0.65 y 0.83. Esto indica que las variables LST y T_a están correlacionadas a nivel nacional y que el aporte de las variables NDVI, altitud y la distancia al mar mejoran considerablemente las correlaciones encontrada en la sección anterior entre (T_a y LST) y (T_a , LST y NDVI).

En la estimación de la temperatura mínima del aire también se obtuvieron valores significativos a nivel nacional con correlaciones que fluctúan entre 0.81 y 0.9, los resultados se muestran en la tabla 6 y en la figura 4.4 se puede observar la grafica de los mismos.

Tabla 4.3. Correlaciones encontradas en la estimación de T_a para temperatura mínima del aire en todos los periodos analizados del 2007 y 2008.

Año, juliano	r^2	r
2007113	0.746	0.864
2007257	0.812	0.901
2007337	0.812	0.901
2008113	0.667	0.817
2008257	0.766	0.875
2008337	0.734	0.857

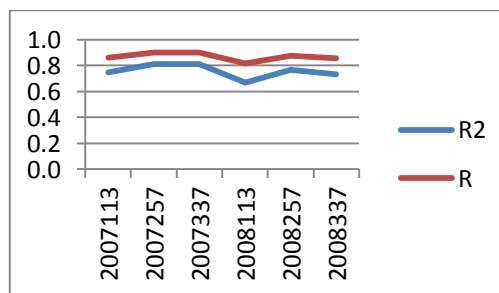


Figura 4.4 Valores estimados de T_a para temperatura mínima del aire en todas las fechas de análisis.

4.1.3. Resultados por regiones hidrológicas

En la tabla 4.4 se muestran los resultados de análisis de correlación entre T_a de estaciones agregadas por región hidrológica y LST proveniente de MODIS de los satélites Terra-1 y Aqua-1.

Tabla 4.4 resultados de análisis de correlación entre T_a máxima de estaciones agregadas por región hidrológica (RH) y LST_{max} proveniente del sensor MODIS de los satélites Terra y Aqua, para los días julianos 113, 257 y 337 en los años 2007 y 2008. Donde (RH): 09 Sonora Sur, 12 Lerma-Santiago y 30 Grijalva-Usumacinta

RH	113				257				337			
	Modis Terra		Modis Aqua		Modis Terra		Modis Aqua		Modis Terra		Modis Aqua	
	2007	2008	2007	2008	2007	2008	2007	2008	2007	2008	2007	2008
9	0.7333	0.7327	0.7381	0.7267	0.5814	0.8393	0.7093	0.8555	0.796	0.8546	0.6846	0.7896
12	0.1939	0.3431	0.3087	0.4269	0.2182	0.2362	0.3059	0.3749	0.3022	0.3181	0.4744	0.4138
30	0.5189	0.5528	0.4522	0.5542	0.794	0.4083	-0.0836	0.2566	0.6156	0.5551	0.4183	0.5121

Con respecto a los valores a nivel nacional obtenidos para el sensor Terra (última hilera de la tabla 4.4) es posible observar que la agregación por regiones hidrológicas mejora la correlación entre las variables. La región con las mejores correlaciones es la 9 con coeficientes de correlación superiores a 0.70 para ambos sensores y años analizados ver figura 4.5. En el caso de la mejor correlación con $r=0.85$ el intercepto fue de -1.27 y la pendiente de 0.95, indicando que existe una correlación alta con posibilidades de una mínima subestimación de T_s cuando LST aumenta. Esto podría ser consistente con lo esperado debido a que siendo una región semiárida (con características específicas en cuanto a tipo y estados de la vegetación, humedad de la superficie y humedad relativa) las condiciones de nubosidad no son muy frecuentes y por ello no se obstaculiza la capacidad del sensor infrarrojo térmico para obtener un valor de LST cercano a T_a . El mejor valor de correlación que se obtuvo para esta región fue el día 257 en 2008 con el sensor Aqua. La región 12 obtuvo valores medios de correlación semejantes a los obtenidos para todo el país Tabla 7. Esta región es la Lerma-Chápala y su gran heterogeneidad en cuanto a climas, regiones altitudinales y coberturas terrestres puede ser responsable de estos niveles de correlación. La región 30 correspondiente a la cuenca Grijalva-Usumacinta, es la que

presenta las mayores fluctuaciones del coeficiente de correlación llegando a valores muy bajos entre 0.1 hasta un caso de 0.79. Llama la atención que siendo una región muy lluviosa y por tanto con alta presencia de nubosidad sea posible obtener niveles de correlación medios y altos. Esta situación también se observó en el estado de Veracruz, el cual no obstante haber presentado altos niveles de precipitación obtuvo siempre correlaciones significativas y en ocasiones tan altas como 0.87 para el día juliano 257 del 2008, ver tabla 4.4. En el caso de la mejor correlación para RH 30 fue en el 2007 con $r=0.79$ el intercepto fue de 6.41 y la pendiente de 0.61, indicando que existe una correlación alta y una sensibilidad menor a la esperada de T_s respecto a los cambios de LST provocando una subestimación de T_s .

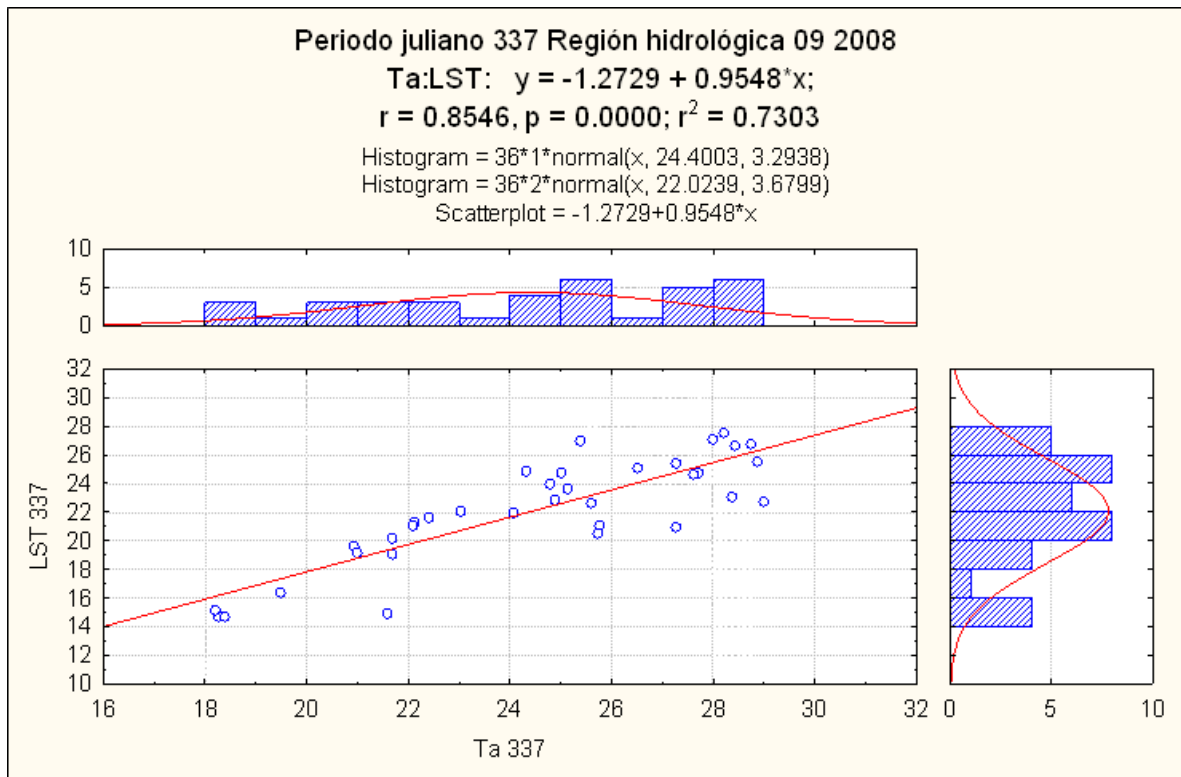


Figura 4.5. Mejor correlación obtenida entre T_a y LST al agregar estaciones por región hidrológica. LST corresponde al sensor MODIS Aqua para el día juliano 337 de 2008.

4.1.3.1. Resultados por regiones hidrológicas incluyendo NDVI

Para investigar el efecto de incluir NDVI en los análisis de correlación entre T_a y LST (MODIS Terra) a nivel de regiones hidrológicas se realizaron análisis de correlación multivariada entre estas variables para el periodo 337 (que obtuvo la mayor r en el análisis T_a vs LST) de ambos años. La mayor parte de los modelos de correlación obtenidos fueron no significantes lo que indica que esta variable no necesariamente mejora la correlación entre T_a y LST a nivel de regiones hidrológicas ver tabla 4.5.

Tabla 4.5. Resultados de análisis de correlación multivariado para T_a de estaciones agregadas por región hidrológica como variable dependiente, y como dependientes o predictoras LST e índice normalizado de vegetación NDVI proveniente de MODIS Terra y Aqua, para los días julianos 113, 257 y 337 en los años 2007 y 2008.

		Modis Terra				Modis Aqua			
periodo	RH	r(T_a/LST)		r($T_a/LST,NDVI$)		r(T_a/LST)		r($T_a/LST,NDVI$)	
		2007	2008	2007	2008	2007	2008	2007	2008
113	9	0.7333	0.7327	0.6589	0.6118	0.7381	0.7267	0.6551	0.6023
113	12	0.1939	0.3431	0.0348	0.254	0.3087	0.4269	0.2997	0.2949
113	30	0.5189	0.5528	0.2392	0.7806	0.4522	0.5542	0.703	0.8401
257	9	0.5814	0.8393	0.6017	0.5216	0.7093	0.8555	0.5793	0.4708
257	12	0.2182	0.2362	0.2837	0.3962	0.3059	0.3749	0.4427	0.185
257	30	0.794	0.4083	0.5183	0.5562	-0.0836	0.2566	0.2558	0.2767
337	9	0.796	0.8546	0.2852	0.3641	0.6846	0.7896	0.2078	0.4299
337	12	0.3022	0.3181	0.3243	0.2202	0.4744	0.4138	0.3626	0.2309
337	30	0.6156	0.5551	0.3184	0.4958	0.4183	0.5121	0.6945	0.6606

4.1.4. Análisis de autocorrelación espacial

La tabla 4.6 presenta los resultados del análisis I de Morán bivariado a nivel nacional y estatal entre las variables LST y Ta, para las fechas representativas correspondientes a los días julianos 113, 257 y 337 de los años 2007 y 2008.

Tabla 4.6. Resultados del análisis i de Moran a nivel estatal y nacional entre las variables LST y Ta para la fecha representativa correspondiente a los días julianos 113, 257 y 337 y para los años 2007 y 2008, los datos de LST provienen del satélite Terra-1 y los de Ta del SMN.

Im=Ta/LST	a07113	p	a07257	p	a07337	p	a08113	p	a08257	p	a08337	p
CAMPECHE	0.1967	0.1	0.0647	0.598	0.1935	0.162	0.0979	0.56	-0.1904	0.124	-0.0164	0.93
CHIHUAHUA	0.1535	0.147	0.3946	0.001	0.0405	0.607	0.0647	0.492	-0.1863	0.009	0.4918	0.001
CHIAPAS	0.1974	0.0958	0.117	0.078	0.2244	0.001	0.048	0.414	0.0063	0.999	0.2167	0.001
COAHUILA	-0.5366	0.001	0.5333	0.001	0.7504	0.001	0.4397	0.001	0.433	0.003	0.24	0.019
DISTRITO FEDERAL	-0.0181	0.937	0.2456	0.188	0.0547	0.584	0.3824	0.021	0.4117	0.999	0.4472	620
DURANGO	0.0386	0.759	0.4656	0.001	0.0354	0.747	-0.2328	0.022	-0.0089	0.952	-0.0395	0.722
GUERRERO	0.4217	0.004	0.1505	0.132	0.2396	0.167	0.1824	0.134	0.0259	0.851	0.128	0.272
GUANAJUATO	-0.0143	0.795	0.027	0.598	-0.0025	0.999	0.0034	0.999	0.0245	0.594	0.0672	0.089
HIDALGO	0.1843	0.319	-0.0131	0.941	-0.3177	0.065	-0.1792	0.235	-0.3421	0.204	-0.2345	0.103
MEXICO	0.0151	0.908	0.2618	0.001	0.0965	0.34	0.1056	0.094	0.0517	0.693	0.0765	0.538
MICHOACAN	0.5202	0.001	0.0798	0.249	0.226	0.037	0.2672	0.002	0.0988	0.158	0.1914	0.041
NUEVO LEON	-0.0679	0.454	0.1944	0.055	0.0338	0.76	0.2082	0.101	0.1501	0.049	-0.0062	0.854
OAXACA	-0.1011	0.358	0.1377	0.132	-0.086	0.29	0.0683	0.288	0.1691	0.115	0.0481	0.554
PUEBLA	0.2463	0.001	0.1899	0.016	0.1829	0.008	0.259	0.001	0.6347	0.004	0.2971	0.001
SINALOA	0.0433	0.792	0.2007	0.044	0.2922	0.027	0.2405	0.108	0.5464	0.001	0.0067	0.999
SAN LUIS POTOSI	-0.2542	0.011	-0.5216	0.003	-0.3679	0.013	-0.216	0.013	0.2321	0.999	-0.4325	0.001
SONORA	0.1496	0.094	0.1276	0.56	0.3257	0.001	0.0875	0.163	0.1505	0.115	0.3697	0.001
TABASCO	0.2033	0.124	0.0298	0.834	-0.0622	0.483	-0.0945	0.319	0.0952	0.448	0.0656	0.633
TAMAULIPAS	0.1108	0.163	-0.0487	0.335	-0.0284	0.767	-0.192	0.001	0.5689	0.025	-0.0652	0.443
VERACRUZ	0.4997	0.001	0.3979	0.001	0.4143	0.001	0.3598	0.001	0.1048	0.651	0.52	0.001
YUCATAN	0.1325	0.95	0.0992	0.376	0.3701	0.003	0.3949	0.001	0.1806	0.15	0.2608	0.051
ZACATECAS	-0.0131	0.81	0.0156	0.891	0.0055	0.999	0.0466	0.243	0.0965	0.52	-0.0372	0.362
NACIONAL	-0.0148	0.092	0.1383	0.001	0.1213	0.001	0.0651	0.001	0.3287	0.001	0.1106	0.001

En la tabla 4.6 se observa que a nivel nacional no existe autocorrelación espacial a pesar de que los niveles de significancia son superiores al 95% los valores encontrados en este análisis van de $I > -0.02$ a $I < 0.33$ lo cual es un claro indicador de que los datos a nivel nacional presentan una autocorrelación espacial no significativa. Mientras que a nivel estatal

exceptuando el estado de Coahuila que presenta datos con autocorrelación espacial constante en sus variables que van desde no significativos ($I < 0.4$) a medias (I entre 0.6 y 0.8) con una $p > 95\%$. Los demás estados de la republica presentan datos considerados como aleatorios o sin autocorrelacion espacial con una significancia $p < 95\%$. Algunos estados como Guerrero, Michoacán, Zacatecas, Sinaloa y Veracruz presentan en uno o dos de los 6 periodos de análisis autocorrelaciones bajas entre 0.4 y 0.56 con $p > 95\%$, pero presentan autocorrelaciones no significativas en los periodos restantes de análisis con un nivel de significancias $p < 95\%$. De lo anterior se concluye que los datos medidos en campo por el SMN son representativos de una muestra aleatoria y que se requieren de más datos medidos en campo para poder realizar análisis más contundentes que expliquen la variabilidad espacial y temporal de la temperatura del aire en México. Ver apartado 2.1.2 referente a autocorrelación espacial y 2.2.2.1. Referente a valides de las variables de temperatura.

4.2. Resultados de estimación de evapotranspiración

Se presentan resultados a nivel de agregación espacial de todo el territorio nacional para las diferentes fechas de análisis en la estimación de ETp, superficies PAN y ETr. También los resultados de las validaciones de entre (ETP y PAN) y (ETp y ETr).

4.2.1. Estimación de evapotranspiración potencial

En la figura 4.6, se presentan resultados de la estimación de ETp para las tres fechas de análisis del año 2007.

Estimaciones de ETp para el año 2007

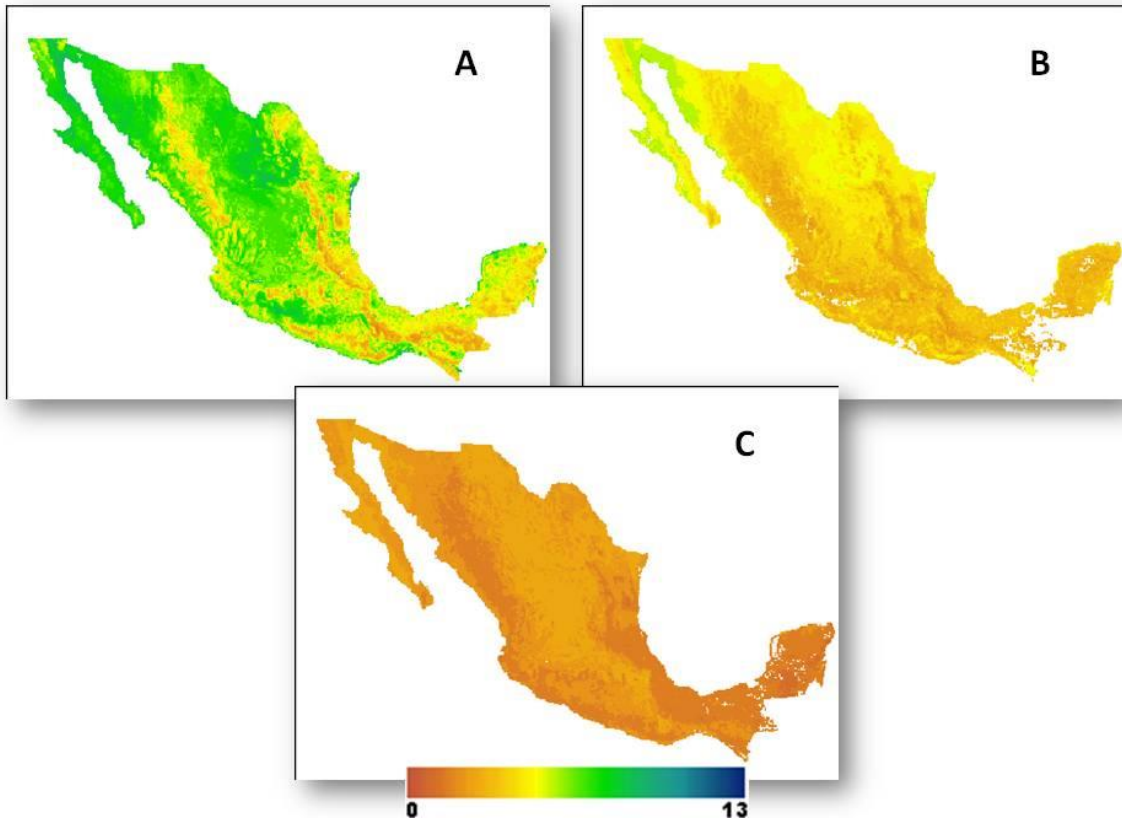


Figura 4.6 se presentan los resultados de la estimación de ETp para el año 2007, dichos mapas fueron generados con información provenientes del sensor MODIS y la ecuación de ETp de Hargreaves (1985), los mapas corresponden a las tres fechas de análisis: A) Primavera, día juliano 113, B) Verano, día juliano 257 y C) Invierno, día juliano 337.

Se observa que las tasas de evapotranspiración potencial decrecen con forme avanza el año 2007, como resultado de diferentes factores climáticos que están relacionados al ciclo anual de la climatología de México, donde los principales factores están relacionados con la disponibilidad de agua, el incremento o decremento de la temperatura, la humedad del aire y la velocidad del viento.

Día juliano 113 del año 2007

En esta fecha representativa de primavera, se observan las tasas más altas de ETp, entre 5 y 13mm, dichas tasas son provocadas en gran medida por factores climatológicos que favorecen el proceso de la evaporación del agua disponible en superficie como el bajo contenido de humedad del aire más el

incremento de temperaturas y la presencias de viento. Los valores más altos de ETp se encuentran en zonas planas del centro y norte de México, estas áreas corresponden al uso de suelo agrícola, pastizales, matorrales y selvas bajas caducifolias. Las tasas más bajas de ETp, se localizan en zonas altas y arboladas que corresponden a selvas y bosques como los que se localizan en Chiapas y en las regiones que delimitan la sierra madre occidental y la sierra madre oriental. La razón de tasas bajas de ETp se explica porque en las zonas altas de México la temperatura desciende conforme aumenta la altitud lo que disminuye la cantidad de energía disponible para generar la evaporación, mientras que en las zonas bajas y costeras localizadas en Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Quintana Roo y Yucatán se presentan los índices más altos de saturación de humedad en el aire, factor que impide que se de la evaporación a pesar de que la energía disponible en esas zonas es adecuada para tal proceso.

Día juliano 257

Periodo representativo del verano, en el se encontraron tasas de ETp entre 4 y 9mm, esta caracterizado por tasas altas temperaturas que favorecen la evaporación, sin embargo, las tasas de evaporación potencial reportadas en dicho periodo no son tan altas como las reportadas en primavera, esto se debe a que el agua disponible en superficie, la humedad del suelo y la vegetación disminuyen considerablemente con respecto a las condiciones que se presentan en primavera. Los valores más altos de ETp reportados en este periodo también se localizaron en las zonas planas del centro y norte de México y los más bajos en las zonas con altitud mayor y zonas costeras de México que se ven afectadas por el alto contenido de humedad en el aire.

Día juliano 337

Este periodo es representativo del invierno y de las tres fechas de análisis y fue en donde se estimaron las tasas más bajas de ETp, entre 0 y 6mm, este periodo está caracterizado por temperaturas bajas y muy poca humedad en suelo, lo que provocó que la mayor parte de la vegetación sea escasa o nula. Al igual que en las otras dos fechas de análisis los valores más altos de ETp se estimaron en zonas planas del centro y norte de Mexico y las tasas más bajas se localizaron en las zonas montañosas que presentan mayor altitud y en las zonas costeras en donde la saturación de humedad del aire es cercana al 100%. En la figura 4.7, se presentan los resultados de la estimación de ETp para las tres fechas de análisis del año 2008 con un nivel de agregación espacial de país.

Estimaciones de ETp para el año 2008

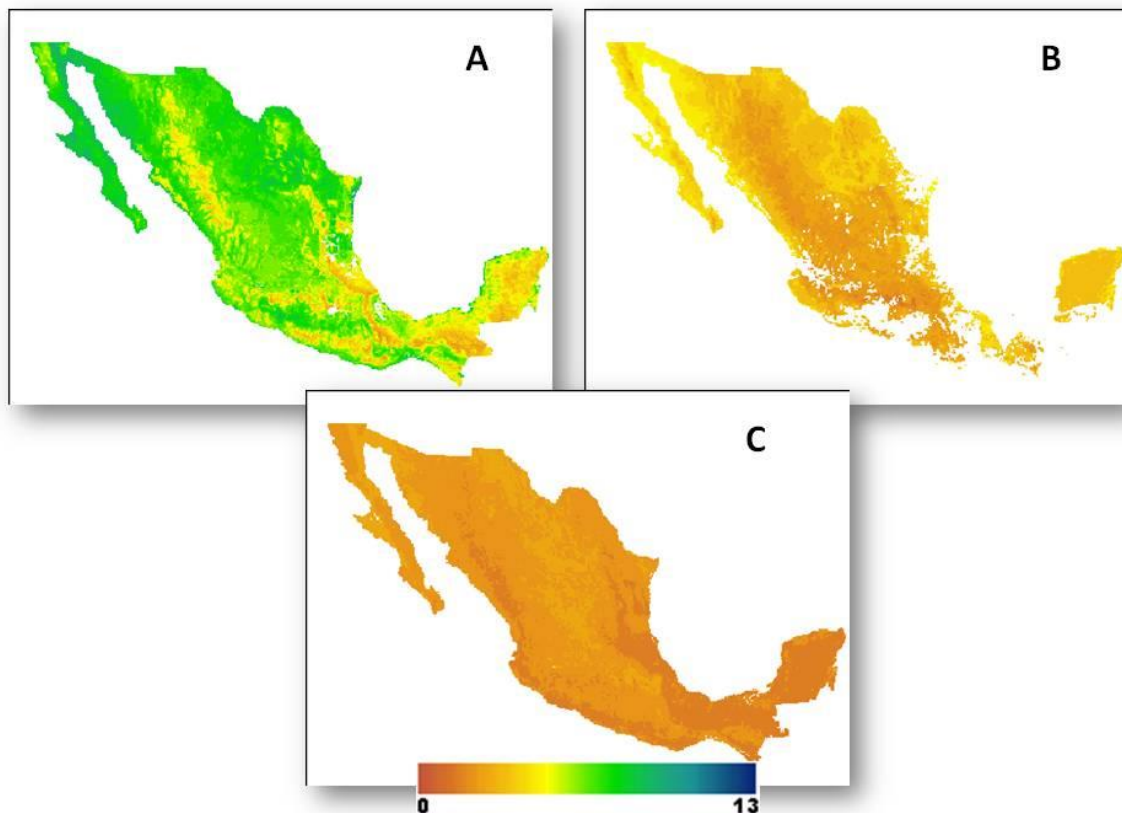


Figura 4.7, se presentan los resultados de la estimación de ETp para el año 2008, dichos mapas fueron generados con información provenientes del sensor MODIS y la ecuación de ETp de Hargreaves (1985), los mapas corresponden a las tres fechas de análisis: A) Primavera, día juliano 113, B) Verano, día juliano 257 y C) Invierno, día juliano 337.

Día juliano 113 del año 2008

En esta fecha se encontraron tasas de ETp entre 5 y 13mm, similares a los datos reportados en el mismo periodo del año 2007, también se observa que se repiten los mismos patrones con respecto a la distribución espacial de la evapotranspiración potencial, lo que es un claro indicador de que ambos periodos presentan condiciones climatológicas similares y que son consistentes en el sentido de que en dicho periodo se encuentran condiciones ideales para que se presente el fenómeno físico de la evapotranspiración.

Día juliano 257 del año 2008

Las tasas estimadas de ETp para este periodo van de 4 a 8mm, y son similares a las reportadas en la misma fecha de análisis del año 2007, ya que los patrones espaciales de la distribución de la ETp son consistentes entre ambos periodos, solo en la parte centro, sur y sur sureste de México hay algunas diferencias, que fueron provocadas por la ausencia de datos como resultado de la presencia de nubes u otros factores climatológicos que impidieron medir datos en superficie por el sensor MODIS.

Día juliano 337 del año 2008

La distribución espacial y las tasas de ETp también son consistentes con las encontradas en el mismo periodo del año 2007 entre 0 y 5mm, las pequeñas diferencias entre ambos periodos puede estar relacionada con factores climáticos como diferencias de temperaturas entre ambos periodos o la presencia de humedad en superficie encontrada en la península de Baja California.

4.2.2. Estimación de superficies de evaporación PAN

En la figura 4.8, se presentan los resultados de la estimación de superficies PAN generadas con el método de interpolación Kriging Ordinario para las tres fechas de análisis del año 2007.

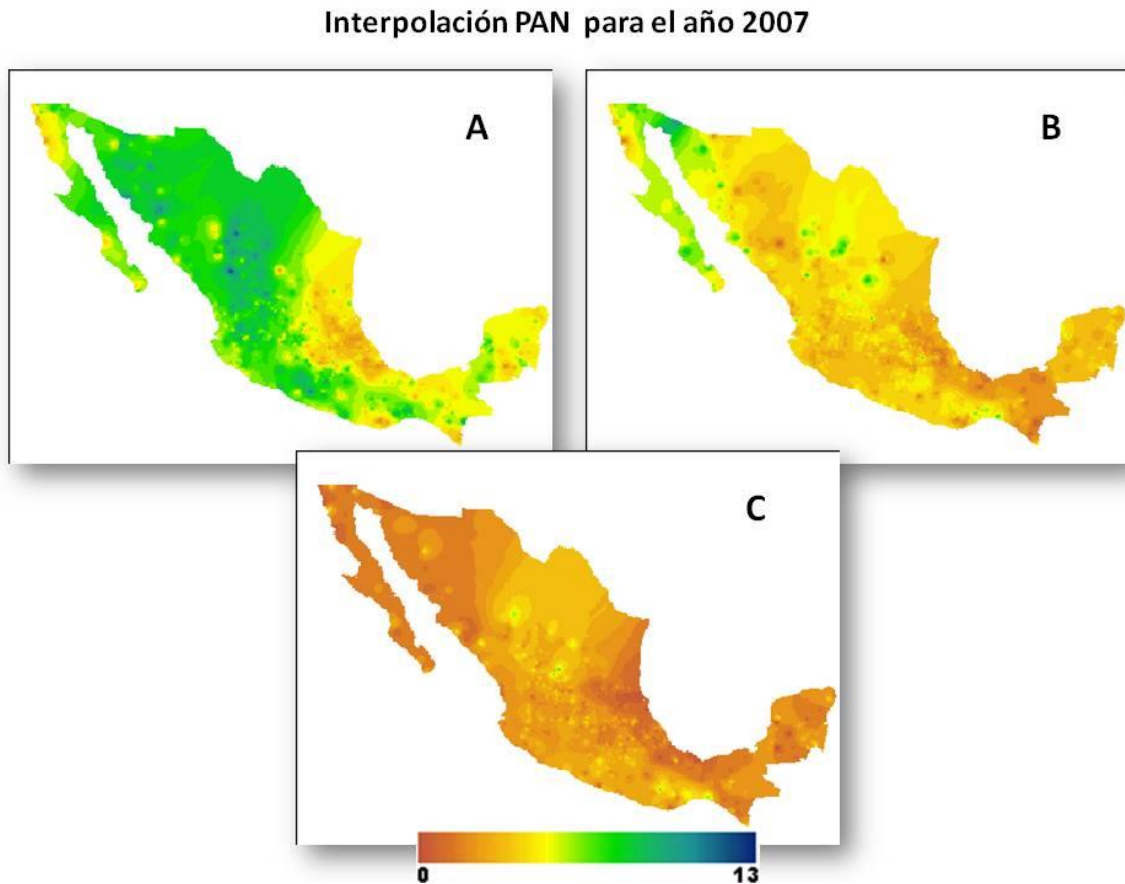


Figura 4.8 se presentan los resultados de la estimación de superficies PAN para el año 2007, dichos mapas fueron generados con información provenientes de la base de datos CLICOM del SMN y el método de interpolación Kriging Ordinario, los mapas corresponden a las tres fechas de análisis del 2007: A) Primavera, día juliano 113, B) Verano, día juliano 257 y C) Invierno, día juliano 337.

El inciso A) de la figura 4.8 presenta la tasa más alta de evaporación PAN entre 4 y 13mm, el inciso B) presenta datos de evaporación PAN entre 3 y 9mm y el inciso C) reporta los valores más bajos de evaporación PAN entre 0 y 6mm. En todas las superficies PAN de la figura 18 se observan formas regulares en la parte norte de México, dichas formas se deben a la falta de datos PAN para los estados de Sonora, Chihuahua, Coahuila Nuevo León y

Tamaulipas y en la parte sur de México para los estados de Tabasco y Campeche. En los tres periodos de análisis se observa que los estados colindantes con el Golfo de México presentan los índices más bajos de evaporación PAN, esto se debe al alto contenido de humedad del aire que se registra en esas zonas en particular.

La interpolación de los datos PAN se realizó con el método de Kriging Ordinario, en su implementación se utilizaron los siguientes variogramas en el ajuste de los datos para cada una de las fechas de análisis del año 2007, ver figuras 4.9, 4.10 y 4.11.

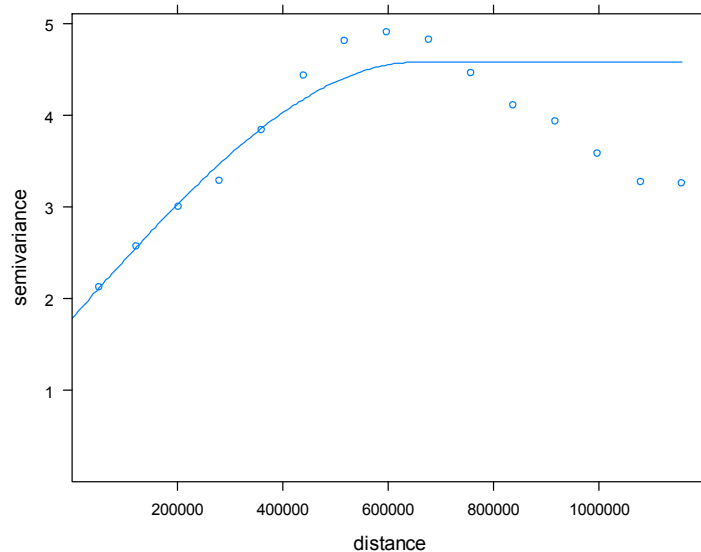


Figura 4.9, ajuste del variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 113 del año 2007.

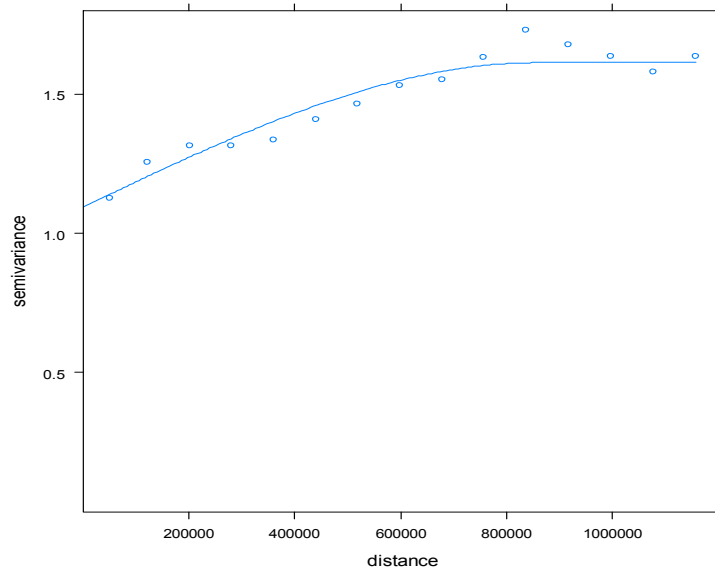


Figura 4.10, variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 257 del año 2007.

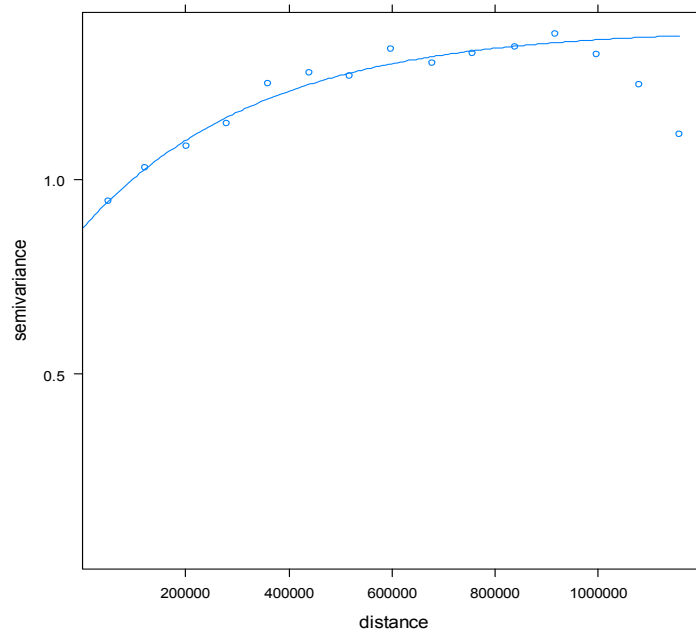


Figura 4.11, Variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 337 del año 2007.

En la figura 4.12, se presentan los resultados de la estimación de superficies PAN generadas con el método de interpolación Kriging Ordinario para las tres fechas de análisis del año 2008.

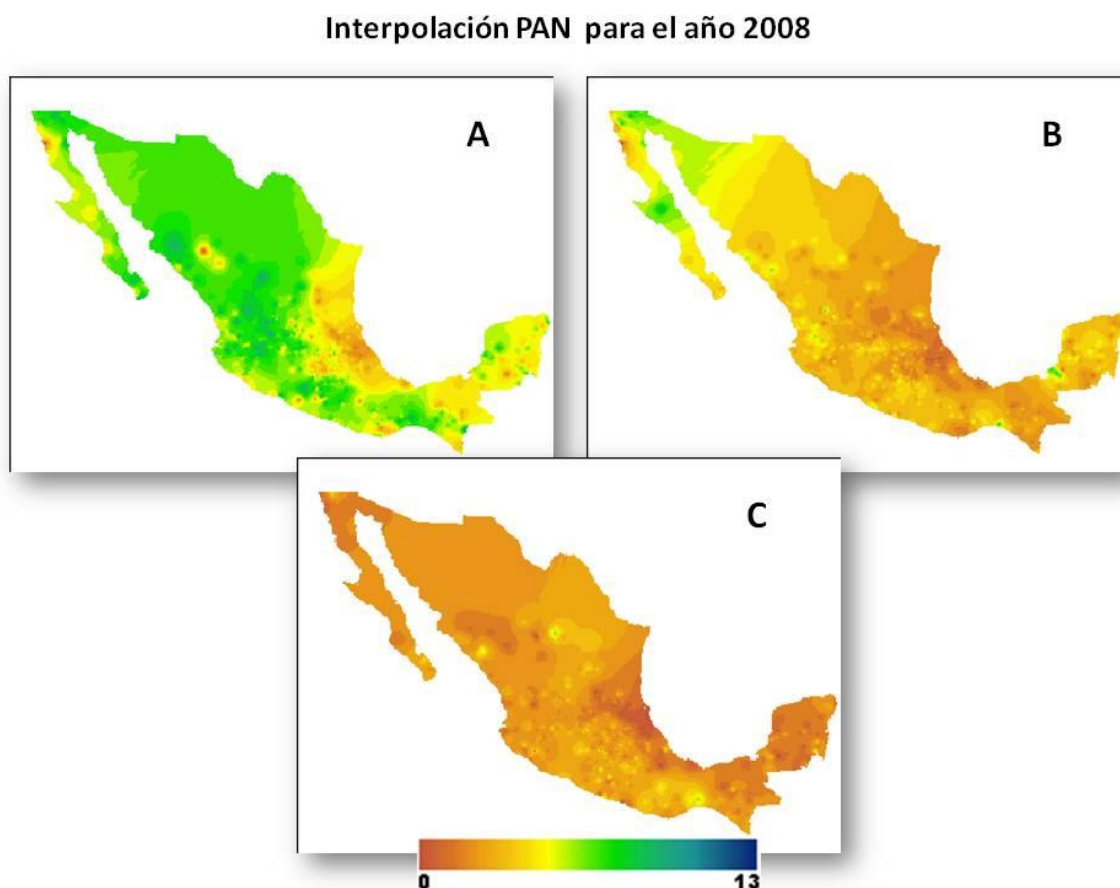


Figura 4.12 se presentan los resultados de la estimación de superficies PAN para el año 2008, los mapas fueron generados con información provenientes de la base de datos CLICOM del SMN y el método de interpolación Kriging Ordinario, para las tres fechas de análisis del año 2008: A) Primavera, día juliano 113, B) Verano, día juliano 257 y C) Invierno, día juliano 337.

Pese a la ausencia de datos PAN en el norte de México, para el resto del país se encontró que los patrones espaciales de la distribución de la evaporación y sus tasas de evaporación PAN son muy similares entre las mismas fechas de análisis de los años 2007 y 2008. Dichas diferencias son provocadas por problemas de operación de los observatorios y de las estaciones convencionales y automáticas que influyen en el total de datos PAN reportados al SMN en dichos periodos de análisis.

Los siguientes variogramas mostrados en las figuras 4.13, 4.14 y 4.15, se utilizaron en el ajuste de interpolación de mediciones PAN con Kriging Ordinario en los periodos correspondientes de las diferentes fechas de análisis para el año 2008.

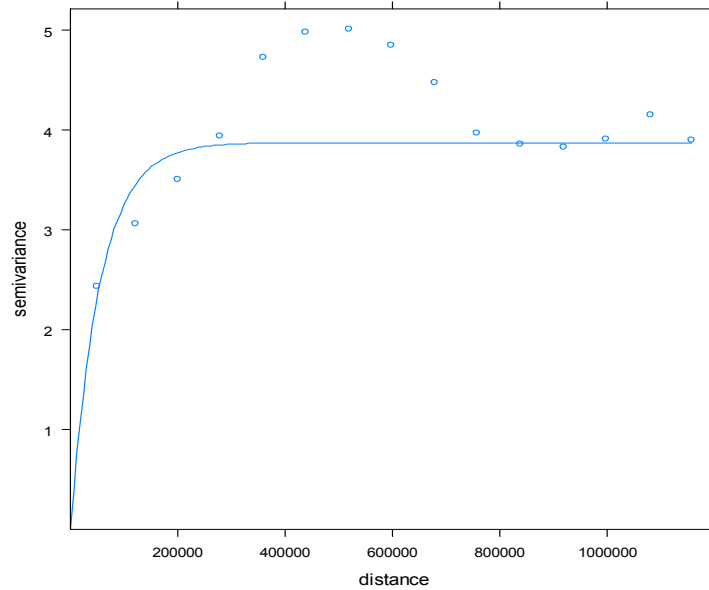


Figura 4.13, variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 113 del año 2008.

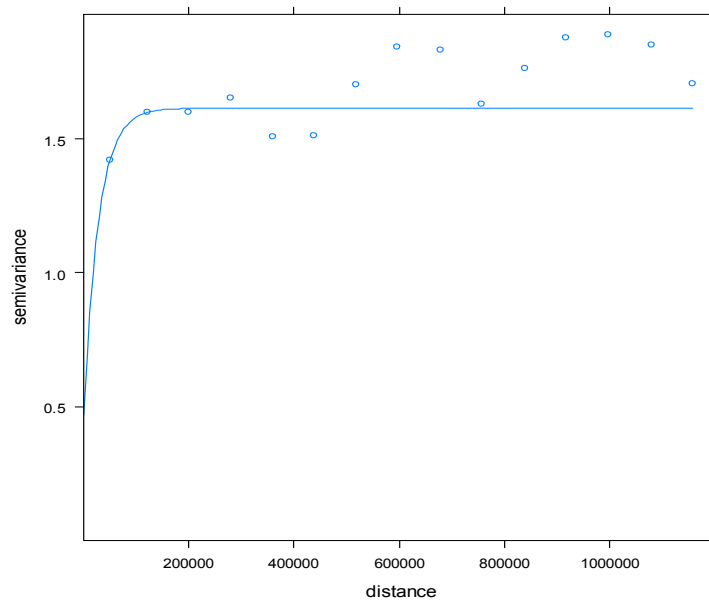


Figura 4.14, variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 257 del año 2008.

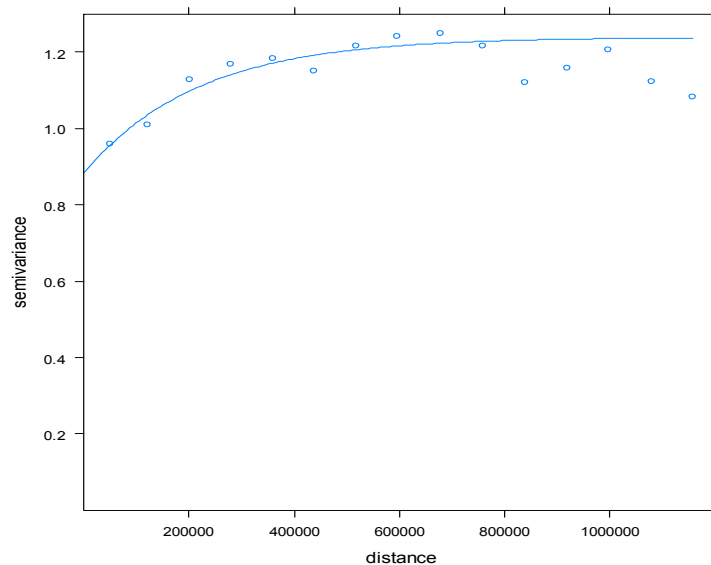


Figura 4.15, variograma utilizado para interpolar datos PAN para el periodo 337 del 2008.

4.2.3. Validación de evapotranspiración potencial con superficies de evaporación PAN

A nivel nacional se generaron seis mapas de ETp y seis de superficies PAN correspondientes a las fechas de análisis de los años 2007 y 2008. La figura 4.16, muestra las imágenes utilizadas en las correlaciones entre datos de ETp y PAN en el proceso de validación de cada fecha de análisis.

Estimaciones de ETp e interpolación PAN

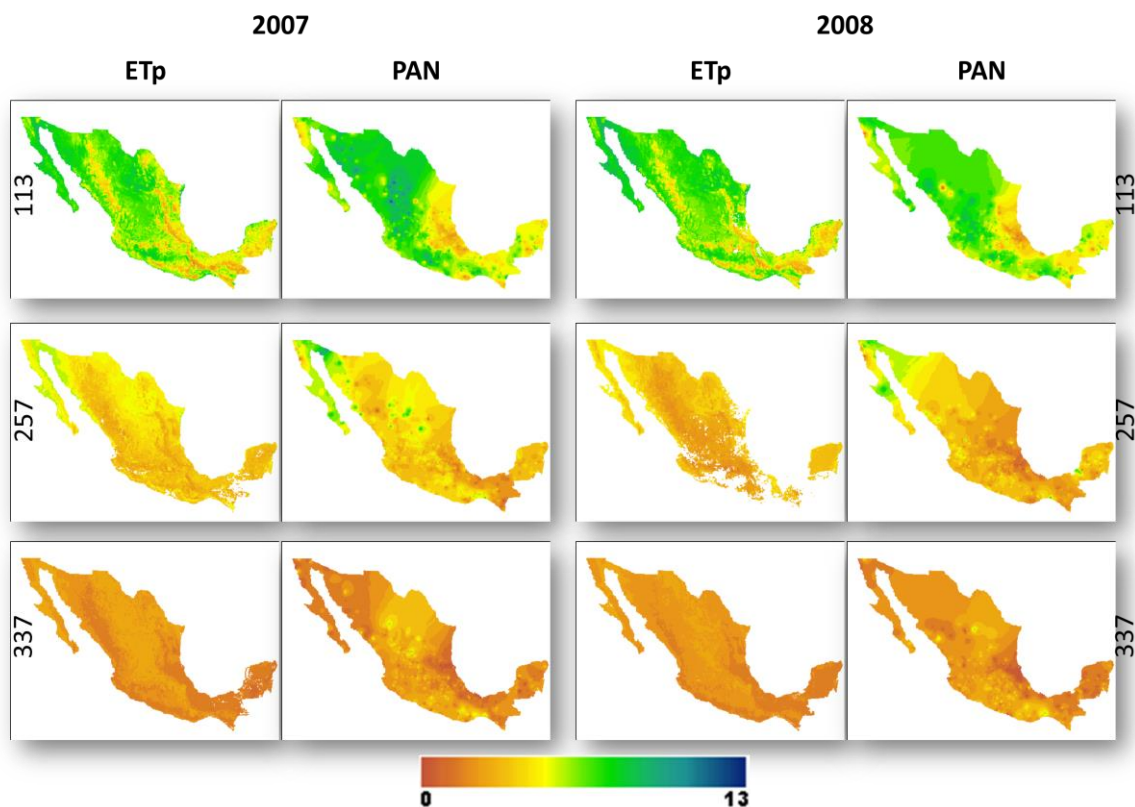


Figura 4.16, mapas de estimaciones de ETp y superficies PAN utilizadas en las correlaciones OLS en la validación de ETp para los años 2007 y 2008.

Las r resultantes de las correlaciones entre ETp y PAN a nivel nacional son bajos (ver tabla 4.7), sin embargo en todos los casos de análisis se demuestra que existe una relación entre ambas variables, que se hace más evidente al comparar los promedios de los valores predichos como resultado de la correlación OLS entre ETp y PAN para cada periodo analizado, ver tabla 4.8 y figura 4.17.

Tabla 4.7 resultados de r encontrados en las correlaciones OLS entre ETp y PAN para los años 2007 y 2008.

Juliano	r , (2007)	r , (2008)
113	0.087	0.144
257	0.107	0.026
337	0.229	0.202

Tabla 4.8. Promedios de los valores estimados de ETp contra los valores PAN medidos en campo y el valor estimado por OLS para los diferentes periodos de análisis del 2007 y 2008.

Año, juliano	ETp	PAN	estimado
2007,113	3.54	6.46	6.46
2007,257	2.82	4.49	4.49
2007,337	1.99	3.25	3.25
2008,113	3.78	6.30	6.30
2008,257	2.53	3.83	3.83
2008,337	2.43	3.26	3.26

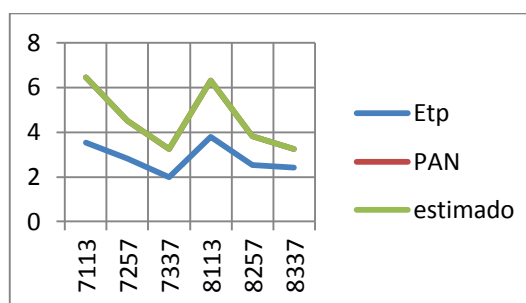


Figura 4.17. Promedios de los valores estimados de ETp contra los valores PAN medidos en campo y el valor estimado por OLS para los diferentes fechas de análisis.

En la tabla 4.8 y figura 4.17 se presentan los resultados de los promedios entre *ETp*, *PAN* y el valor estimado mediante las correlaciones *OLS* para las diferentes fechas de análisis, cabe observar que dichos promedios son iguales entre los estimados por *OLS* y los promedios de las mediciones *PAN* pese a que sus correlaciones r son poco significativas. Esto es un indicador de que existe una correlación entre ambas variables pero que dicha correlación no se puede explicar. Un valor alto de r no implica necesariamente la existencia de una relación de causa-efecto entre las dos variables, pues ambas pueden haber sido influidas por otras variables de tipo externo. En este caso r solo indica una tendencia de variación que no siempre implicará una relación directa entre *ETp* y *PAN*.

En la tabla 4.9 y en la figura 4.18 se muestran los resultados de los promedios de r y el valor estimado mediante las correlaciones *OLS* para una ventana de análisis de 3x3 y de nuevo se observa la igualdad de los promedios entre *PAN* y el valor promedio estimado por la correlación *OLS*. La implementación de las ventanas de análisis se realizó para ver los efectos de la agregación espacial de la evapotranspiración y para analizar si mejoran las correlaciones entre *ETp* y *PAN*.

Tabla 4.9 Promedios de los valores estimados de ETp contra los valores PAN correlacionados mediante OLS para los diferentes periodos analizados a través de una ventana de 3 x 3 pixeles (ventana que representa un área de 9 Km²).

Año, juliano	ETp	PAN	Valor estimado
07,113	6.36	6.46	6.46
07,257	4.44	4.49	4.49
07,337	3.25	3.25	3.25
08,113	6.38	6.30	6.30
08,257	3.76	3.83	3.83
08,337	3.22	3.26	3.26

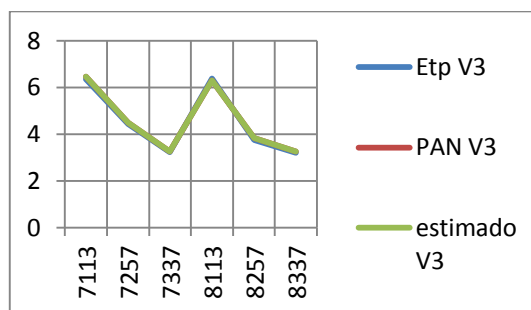


Figura 4.18. Promedios de los valores estimados de ETp contra los valores PAN correlacionados mediante OLS para los diferentes periodos analizados a través de una ventana de 3 x 3 pixeles (ventana que representa un área de 9 Km²).

Los mapas de ETp como resultado de los promedios de las diferentes ventanas de análisis utilizadas en las correlaciones entre ETp y PAN se presentan en la figura 4.19 para el año 2007 y en la figura 4.20 para el año 2008. En dichas figuras se observa claramente el efecto de la agregación espacial de ETp a través de las diferentes ventanas de análisis 3x3, 9x9, 14x14 y 20x20.

Estimaciones de ETp del 2007 en diferentes ventanas de análisis

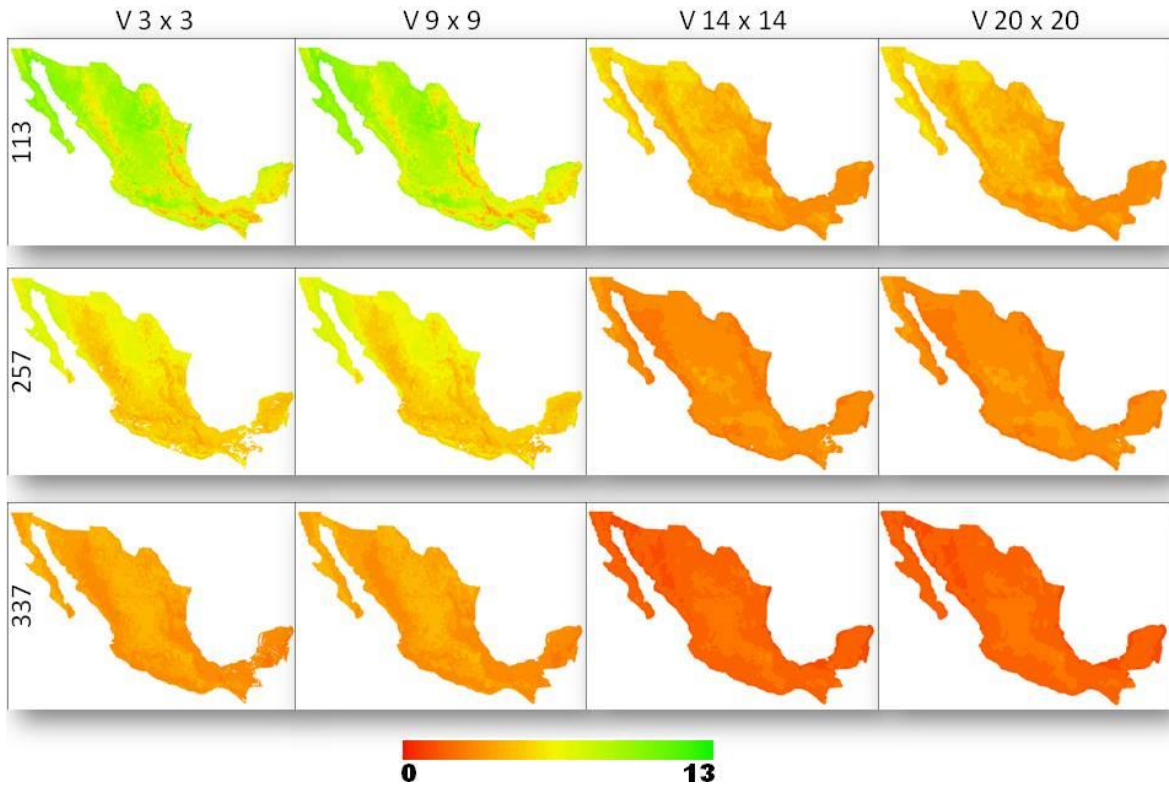


Figura 4.19, resultados de agregación espacial de promedios de ETp en ventana de análisis de los diferentes fechas 113, 257 y 337 para el año 2007.

Estimaciones de ETp del 2008 en diferentes ventanas de análisis

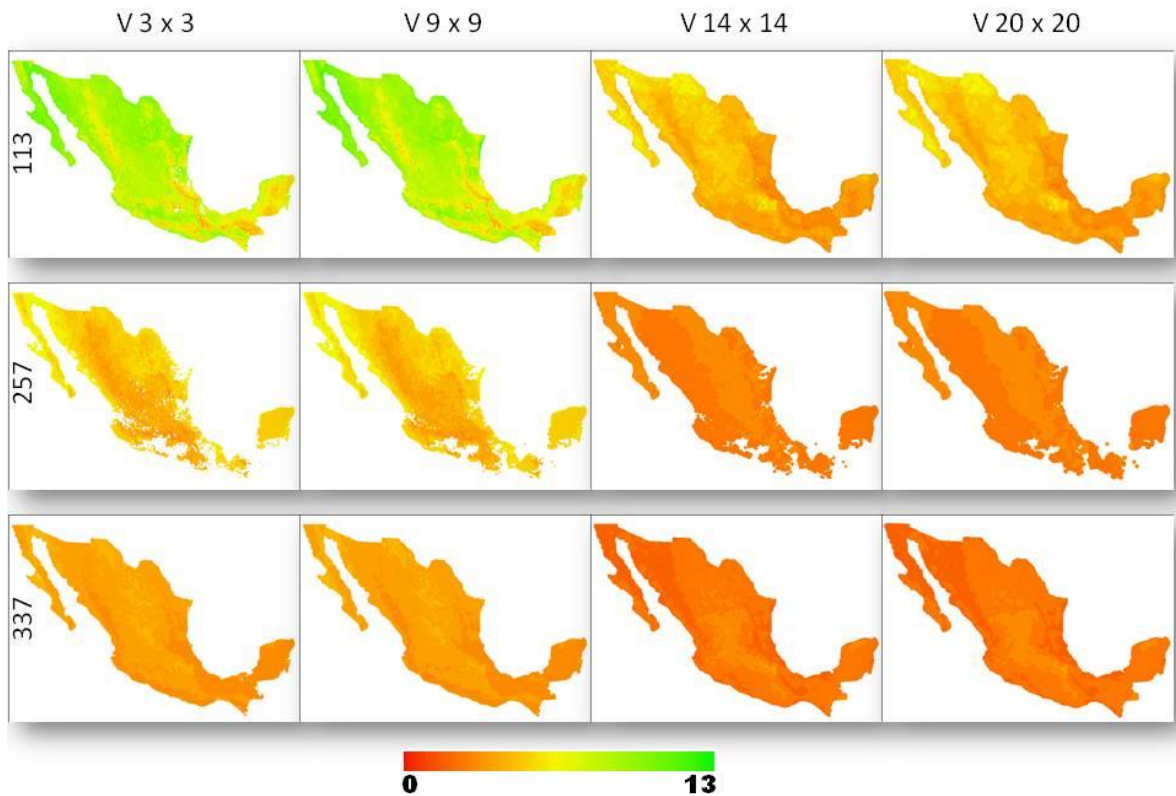


Figura 4.20, resultados de la agregación espacial de los promedios de ETp en cada ventana de análisis para el año 2008 en las diferentes fechas analizadas 113, 257 y 337.

En la figura 4.21 y 4.22 se muestran los resultados de los promedios PAN en las diferentes ventanas de análisis para los años 2007 y 2008 respectivamente, en dichas figuras se observa el efecto de la agregación espacial de las superficies PAN a través de las diferentes ventanas de análisis.

Interpolación de PAN del 2007 en diferentes ventanas de análisis

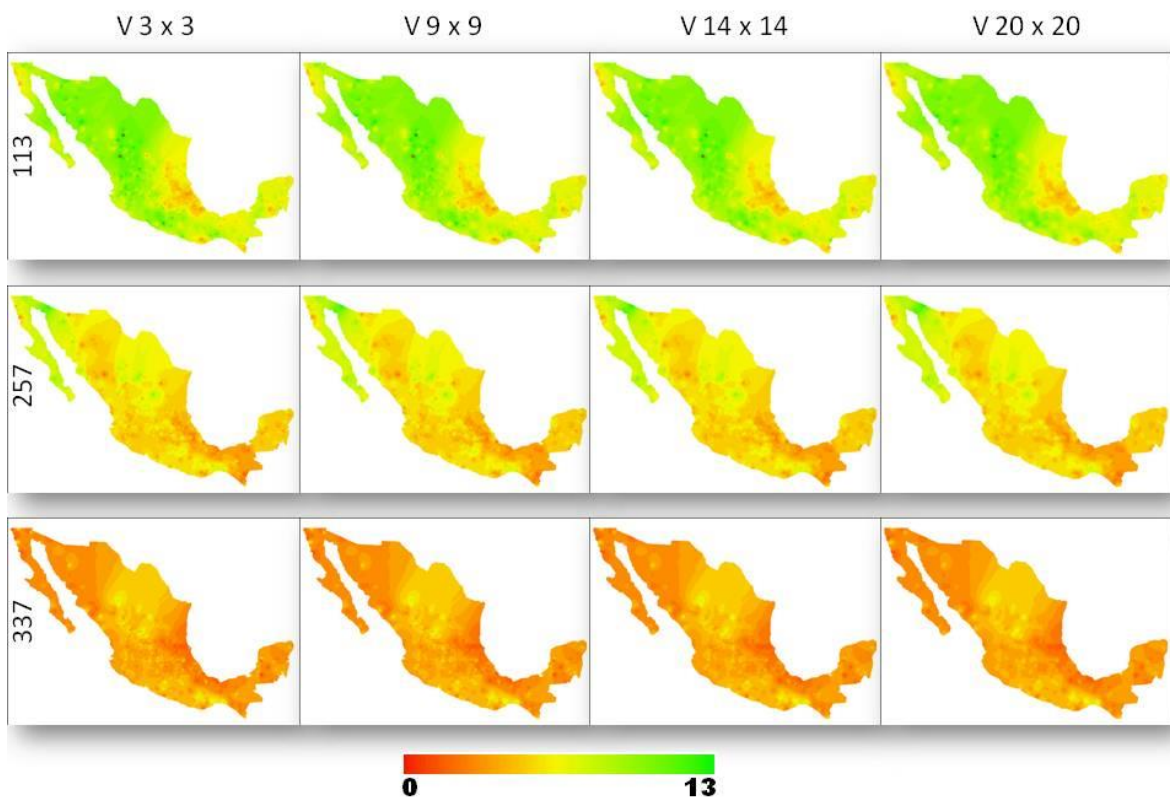


Figura 4.21, resultados de la agregación espacial de los promedios de PAN en cada ventana de análisis para el año 2007 en los diferentes periodos analizados 113, 257 y 337.

Interpolación de PAN del 2008 en diferentes ventanas de análisis

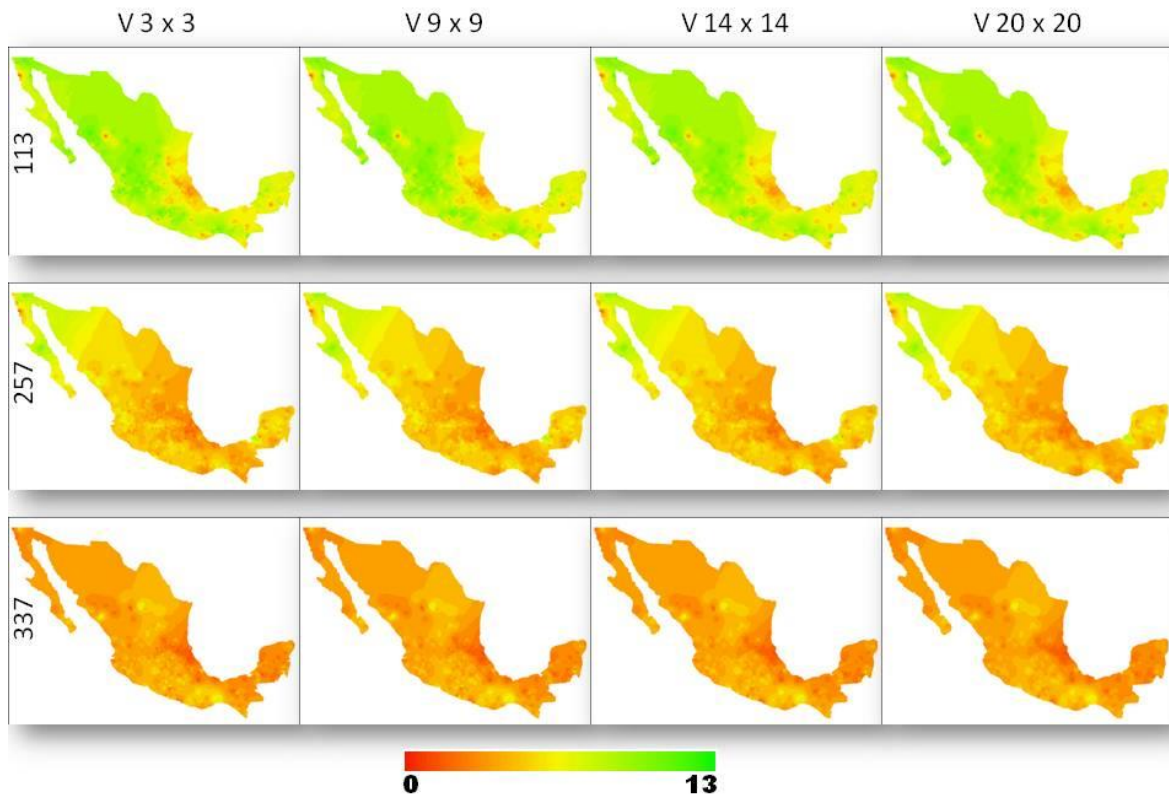


Figura 4.22, resultados de la agregación espacial de los promedios de PAN en cada ventana de análisis para el año 2008 en los diferentes periodos analizados 113, 257 y 337.

En la tabla 4.10 y figura 4.23 se presentan los resultados de r de las diferentes correlaciones OLS realizadas en cada ventana de análisis para cada una de las fechas del 2007 y 2008 entre ETp y PAN.

Tabla 4.10, correlaciones r a nivel nacional entre las estimaciones de ETp generadas por PR y la ecuación de Hargreaves contra mediciones PAN, donde la columna r son las correlaciones encontradas entre ETp y PAN, el resto de las columnas V#*# representa el promedio de r de las diferentes ventanas de análisis.

Año, Juliano	r	V3*3	V9*9	v14*14	V20*20
2007,113	0.087	0.124	0.177	0.206	0.229
2007,257	0.107	0.102	0.101	0.104	0.104
2007,337	0.229	0.245	0.300	0.334	0.362
2008,113	0.144	0.168	0.215	0.237	0.254
2008,257	0.026	0.016	0.015	0.041	0.071
2008,337	0.202	0.209	0.254	0.278	0.293

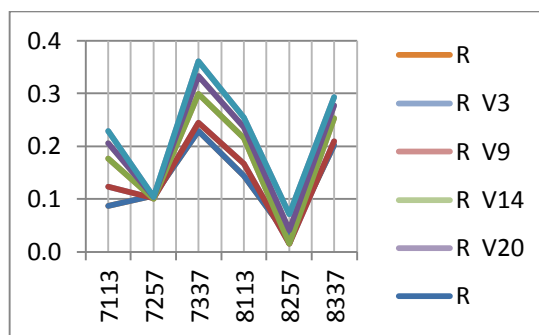


Figura 4.23, correlaciones r a nivel nacional entre las estimaciones de ETp contra mediciones PAN en diferentes ventanas de agregación espacial para los años 2007 y 2008.

Los datos presentados de la agregación espacial como resultados de las diferentes ventanas de análisis, ver tabla 4.10, muestran una clara tendencia del incremento de r entre las fechas de análisis 113 y 337, periodos correspondientes a las estaciones de primavera e invierno, mientras que los resultados de las fechas de análisis 257 de los años 2007 y 2008 presenta las peores correlaciones encontradas en todos los análisis realizados, lo que es un indicativo de que en esa fecha de análisis existen factores que intervienen en el proceso de la evapotranspiración y que dichos factores afectan de forma negativa a la correlación r entre ETp y PAN.

4.2.4. Resultados de la estimación de evapotranspiración real

Se estimó evaporación real en los diferentes periodos y fechas de análisis de cada año. En la figura 4.24, se muestran los resultados obtenidos mediante el modelo SSEB para estimaciones de ETr a partir de datos de ETp presentados en la sección 4.2.1. Y de estimaciones de ETr generadas a partir de datos PAN mostrados en la sección 4.2.2.

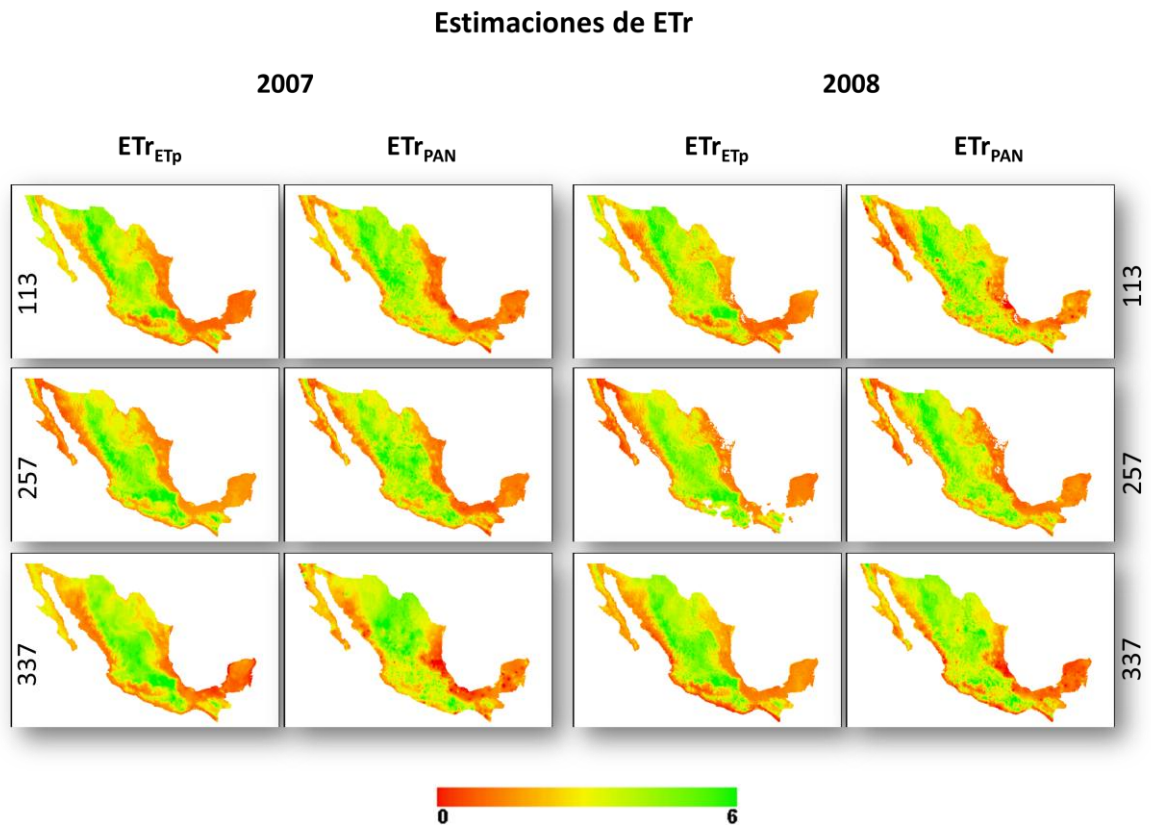


Figura 4.24, resultados de la estimación de ETr para los años 2007 y 2008 en los diferentes periodos 113, 257 y 337 de las fechas analizadas.

ETr fue estimada mediante el modelo de SSEB con los valores obtenidos de ET_p o PAN más NDVI y LST_{max}, como puede observarse en la figura 4.24, los mapas derivados de ET_{ETp} y ET_{PAN} presentan patrones espaciales semejantes en la distribución de ETr, a pesar de que las correlaciones entre ambos mapas son poco significativas, se comprueba una vez más que ambos datos tienen cierta relación espacial a nivel de país y que es posible generar datos confiables de ET_p y ETr a partir de las mediciones realizadas a con sensores remotos. Los valores estimados de ETr en todos los periodos de análisis van de 0 a 6mm. En todos los mapas de ETr presentados en la figura 34 se observan patrones de la distribución de la evapotranspiración real que son diferentes a los mostrados en la evapotranspiración potencial secciones 4.2.1. Para estimaciones de ET_p y 4.2.2. Para estimaciones PAN, los patrones encontrados al mapear ETr muestran que los valores más altos, entre 4 y 6mm, se localizan en las zonas con mayor densidad de vegetación

relacionada a selvas y bosques localizados en las zonas altas de las sierras de México. En las zonas planas del centro y norte de México se encuentran valores medios que fluctúan entre 2 y 4mm, mientras que los valores más bajos que varían entre 0 y 2mm se localizan principalmente en las zonas costeras de México, en el interior de la península de Yucatán, Chiapas, y en general en zonas que presentan índices de saturación de humedad del aire cercanos al 100%.

V. Conclusiones

Se presentan las conclusiones en función de las diferentes determinaciones realizadas en este trabajo de investigación. Se inicia con resultados de las estimaciones de T_a , ET_p y ET_r para periodos de análisis considerados representativos de la climatología en México. Posteriormente se presentan conclusiones de la importancia de la Geomática en estudios y estimación de variables biofísicas y la forma en que estas variables nos ayudan a comprender al clima y los efectos que este tiene sobre la vida en general en nuestro planeta.

5.1. Conclusiones de la estimación de T_a a partir de LST a diferentes escalas de agregación espacial

En este estudio se analizó la viabilidad de generar modelos de estimación de T_a utilizando productos LST de MODIS a diferentes escalas de agregación espacial. Se observó que LST y T_a están correlacionados a nivel nacional pero que existen otras variables o factores que afectan en un alto grado la variabilidad de T_a . Se encontraron indicios de que debido a la configuración espacial de la ubicación de estaciones de monitoreo en campo (número de estaciones y distancia entre ellas) la agregación espacial a nivel país no es la más representativa y adecuada para estimar la variabilidad espacial de T_a medida en campo.

A nivel estatal solo los estados de Puebla, Sonora y Veracruz presentaron correlaciones significativas medianas a altas para todas las fechas analizadas. Así se pudo observar que con algunas excepciones, la agregación de estaciones climáticas por estado y a nivel nacional, no es suficiente para la generación de modelos robustos de estimación de T_a usando LST. Chihuahua se observó como un estado para el que LST resultó ser un buen indicador de T_a y pudieron generarse modelos con buenos resultados especialmente para las condiciones de primavera e invierno. Al

realizar el análisis por regiones hidrológicas es posible obtener modelos con correlación más altas es decir más robustos para la predicción de Ta Sin embargo solo en el caso de la región hidrológica 09 Sonora Sur es posible pensar en un modelo funcional debido a las altas correlaciones encontradas en esta región hidrológica. Por tanto fue necesario investigar otros factores de tipo atmosférico, estacional y geográfico como lo sugieren Jones *et al.* (2004).

Otro punto que se pudo detectar es que no existen diferencias significativas entre los resultados obtenidos con el sensor MODIS de los satélites Terra-1 y Aqua-1.

La inclusión del modelo digital de elevación como otra variable independiente no necesariamente mejora la correlación entre las variables comparadas. En todo caso es necesario realizar más investigaciones para incluir esta variable en la generación de modelos de estimación de Ta utilizando LST.

La inclusión de NDVI como otra variable independiente mejora la correlación entre las variables comparadas. Igualmente resulta necesario realizar más investigaciones para incluir esta variable en la generación de modelos de estimación de Ta utilizando LST.

El modelo de correlación OLS propuesto en este trabajo de tesis $Ta = (LST, NDVI, Altitud, Distancia\ al\ mar)$ presentado en la sección 4.1.2. Representa un gran aporte de esta investigación al estimar correctamente datos de temperatura del aire por medio de información satelital.

5.2. Conclusiones sobre la estimación de evapotranspiración

Los resultados generados en este trabajo presentan tendencias similares de ETp y ETr a las estimadas por diversos autores como Chemin (2003), Garatuza *et al.* (2005) y Tsouni *et al.* (2008) quienes presentan sus resultados con tendencias equivalentes entre ETp, ETr y PAN a las

encontradas en esta investigación, a pesar de que las escalas de análisis, el total de datos medidos en campo y sobre todo el área de análisis son mayores en cuanto a extensión y total de datos analizados en comparación con los presentados por dichos autores.

5.2.1. Conclusiones sobre evapotranspiración potencial

Periodo de análisis 113

En este periodo correspondiente a la temporada de primavera se encontraron las estimaciones más altas de ETp para los dos años de análisis en comparación a los periodos 257 y 337 correspondientes a las temporadas de verano e invierno. A pesar de que dichas estimaciones presentaron correlaciones poco significativas entre ETp y PAN, queda demostrado que ambas variables están relacionadas espacialmente ya que presentan tendencias y patrones similares en el centro y sur de México, mientras que en la parte norte del país las diferencias son evidentes ya que no se contó con datos PAN para generar una superficie representativa de esa zona y el método de interpolación Kriging Ordinario simplemente estimó datos PAN de los vecinos más cercanos en las zonas en las que no se contó con datos medidos en campo, sin embargo las estimaciones de ETp muestran claramente que es posible obtener datos confiables de ETp para todo el país, incluyendo aquellas zonas en las que por diferentes circunstancias no fue posible tomar mediciones en campo.

Periodo de análisis 257

Corresponde al verano y en ambos años se observa que las tendencias y patrones entre ETp y PAN continúan prácticamente iguales en el centro y sur de México pese a las correlaciones poco significativas calculadas en ambos periodos, las diferencias en el norte del país se debe una vez más a la ausencia de valores PAN para calcular una superficie adecuada que sirva como punto de comparación entre ETp y PAN. En este periodo y en especial

para el año 2008 se hacen evidentes las ventajas y desventajas de estimar ETp con mediciones de sensores remotos y de superficies PAN con datos medidos en campo. En las estimaciones de ETp para la zona sur de México, en el 2008 se observa la falta de valores que integran la superficie terrestre, esto se debe a que cuando el sensor remoto no puede tomar datos de superficie por cuestiones climatológicas simplemente se omite esa información, y se declara como datos inválidos cuando la información es publicada por la USGS. Para este mismo año y periodo pero en el mapa correspondiente al de superficie PAN, se observa en la zona norte de México patrones muy regulares que van de norte a sur, esto es el resultado del interpolador cuando se enfrenta a la ausencia de datos PAN en grandes áreas.

Periodo de análisis 337

Este periodo corresponde a la temporada de invierno y presentó los niveles más bajos de ETp y PAN. Al igual que en los periodos 113 y 257 se observan patrones y tendencias similares de ETp con respecto a las superficies PAN en el centro y sur de México y se presentan diferencias en el norte provocadas por la falta de datos de mediciones PAN en esa zona.

5.2.2. Conclusiones sobre evapotranspiración real

En total se generaron doce mapas de ETr, seis corresponden a 2007 y seis a 2008 para los periodos de análisis 113, 257 y 337 de tres fechas significativas de la climatología en México (estaciones de primavera, verano e invierno respectivamente), tres con datos de ETp (ET_{rETp}) y tres con datos PAN (ET_{rPAN}). Los valores extremos de ETr en los años y periodos de análisis van de 0 a 6 milímetros, también en la estimación de ETr se encontraron valores poco significativos en todas las correlaciones entre ET_{rETp} y ET_{rPAN} sin embargo se encontraron datos con tendencias y patrones de distribución espacial semejantes en cada uno de los periodos de análisis entre ET_{rETp} y ET_{rPAN} de los dos años analizados.

Conclusiones generales sobre la estimación de ETp y ETr

Los resultados generados en este trabajo demuestran que es posible estimar mapas continuos de ETp y ETr a partir de datos de variables biofísicas medidas por sensores remotos y complementados con mediciones en campo. Los resultados confirman la posibilidad de que dicha información al ser procesada y validada con PR y análisis espacial sea de gran utilidad en el estudio del clima y de los procesos ambientales en beneficio de la sociedad. La falta de datos provenientes de los sensores remotos puede solucionarse por métodos de interpolación de datos y de esa forma obtener continuos de ETp con superficies completas para todo el país. También es posible remplazar los datos faltantes de ETp con datos provenientes superficies PAN.

Los modelos y resultados de estimación de ETp y ETr, así como los de Ta, propuestos en este trabajo pueden ser insumos muy valiosos para otros estudios y/o análisis del clima y del medioambiente como por ejemplo: balance hídrico, estimaciones de gastos de agua en presas y zonas agrícolas, estudios de estrés hídrico de la vegetación, estimaciones de producción de biomasa tanto en selvas y bosques como en zonas agrícolas. La importancia de los modelos y datos generados aumenta considerablemente en aquellas zonas en donde se carecen de datos medidos en campo.

5.3. Pertinencia del enfoque desde la Geomática para el estudio de temperatura del aire y evapotranspiración

En los últimos años se ha incrementado la necesidad y la demanda de información de variables biofísicas como Ta, ETp y ETr que permitan el estudio y análisis del clima y en general de los procesos ambientales que afectan y/o benefician al hombre. En este punto la Geomática juega un papel trascendental ya que por medio de ella se pueden analizar todos los elementos como aire, tierra, agua, vegetación y residuos sólidos y formular

políticas públicas que permitan la gestión y mejoramiento del medio ambiente.

En iniciativas como la de los Objetivos de Desarrollo del Milenio, plan propuesto por la Organización de las Naciones Unidas (ONU) en el 2000, que en general constituye una ambiciosa agenda para la resolución de los principales y más graves problemas de la humanidad, el Objetivo 7: "Garantizar la sostenibilidad del medio ambiente". Habla claramente del sentir de la comunidad internacional de que es necesario establecer mecanismos que permitan incorporar los principios del desarrollo sostenible en las políticas y programas nacionales e invertir la pérdida de recursos del medio ambiente. En la solución de este problema solo ciencias transdisciplinarias como la Geomática serán capaces de encontrar soluciones integrales que permitan conservar y revertir los problemas causados por el hombre al medioambiente.

Referencias bibliográficas

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes D., Smith M., 1998, *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*, Rome Italy, FAO Irrigation and Drainage System 56: 300 p. Disponible en <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>, último acceso 24/03/2009
- Allen, R.G., Tasumi, M., Morse, A., and Trezza, R., 2005, A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US, *Irrigation and Drainage Systems*, **19**, 251-268.
- Atkinson, P. M., German, S., Sear, D., and Clark, M. (2003). Exploring the Relations Between Riverbank Erosion and Geomorphological Controls Using Geographically Weighted Logistic Regression, *Geographical Analysis*, **35**(1), 58-82.
- Atlas Digital del Agua, 2010, Comisión Nacional del Agua, definición de regiones hidrológicas disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/atlas/atlas.html?seccion=0&mapa=7#>, último acceso 13/07/2010
- Bailey, T., and Gatrell, A. 1995. *Interactive Spatial Data Analysis*, Cambridge, Addison Wesley Longman 413 p.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, R.A., Feddes, A.A.M., Holtslag, 1998, A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL), *Journal of Hydrology*, **212-213**, 198-212.
- Berk, A., Bemstein, L.S., and D. Roberttson, C., 1989, MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7, *Air Force Geophys*, **01731**, 1-38.
- Blaney, H.F., and Criddle, W.D., 1950, *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. Washington, D.C. USDA Conservation Service, SCS-TP-96, 44 p.
- Brunsdon, C., Fotheringham, S., and M., C., 1998, Geographically Weighted Regression-Modelling Spatial Non-Stationarity. *Journal of the Royal Statistical Society*. **47**(3), 431-443.
- Calera, B.A., Jochum, M.A., Cuesta, G.A., Montoro, R.A, and López, F.P., 2005, Irrigation management from space: Towards user-friendly products, *Irrigation and Drainage system*, **19**, 337-353.
- Canadian Instutite of Geomatics, 2009, website http://www.cig-acsg.ca/english/scholarship/klinkenberg/HK_SCHOLARSHIP.pdf, último acceso 015/09/2009
- Carlson, T.N., and Buffum M.J., 1989, On Estimating Total Daily Evapotranspiration From Remote Surface Temperature Measurements, *Remote Sensing of Environment*. **29**, 197-207.
- Cleugh, H.A., Leuning, R., Qiaozhen Mu, Running W.S., 2007, Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data, *Remote Sensing of Environment* **106**, 285-304.
- Cliff, A.D., and Ord, J.K., 1981, *Spatial process: Models and applications*, UK, Pion Limited, 266

- Coronel, C., Rosales, A.E.R., Mora, F., López-Caloca, A., Tapia-Silva F.O., y Hernandez, G., 2008, Monitoring evapotranspiration at landscape scale in México: applying the energy balance model using remotely-sensed data, *Proceedings of SPIE Europe Remote Sensing 2008*, **7104** doi: 10.1117/12.800420.
- Courault, D., Seguin, B., and Oliosio, A., 2005, Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches, *Irrigation and Drainage system*, **19**, 223-249.
- Daly, C. (2006). Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International Journal of Climatology* **26**, 707–721.
- Downie, N.M., and Heat, R.W., 1973, *Métodos estadísticos aplicados*, México, Tercera edición, Harla S.A. de C.V., 100-130P.
- Downing, TE, Patwardhan A, Klein RJT, Mukhala E, Stephen L, Winograd M y Ziervogel G., 2005, *Marco de Políticas de Adaptación al Cambio Climático: Evaluación de la Vulnerabilidad para la Adaptación al Clima*. New York, USA, PNUD/GEF, 265p.
- Flint, C., Harrower, M., Edsall, R., 2000, But how does Place Matter? Usin Bayesian Networks to explore a estructural definition of places, *Ponencia presentada en la New methodologies for the social science conference*, University of Colorado at Boulder.
- Fotheringham, A. S., Brunsdon, C., & Charlton, M. 2002, *Geographically weighted regression: the analysis of spatially varying relationships*, Great Britain, John Willey & Sons Ltd, 273 p. Disponible en internet: http://books.google.com.mx/books?hl=es&lr=&id=GFjFX-3dH68C&oi=fnd&pg=PR11&dq=Geographically+weighted&ots=4IDPPUVhxQ&sig=IxSJUFHIwyNG2LDk5K_NlpG-D30#v=onepage&q&f=false, último acceso 10/05/2009
- Garatuza-Payan, J. and Watts, C.J., 2005, The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico, *Irrigation and Drainage system*, **19**, 301-320.
- Gómez B.M., 1998, *Elementos de Estadística Descriptiva*, Costa Rica, EUNED, 549p.
- Goodchild, M., 1987, A spatial analytical prospective on geographical information system, *International Journal of geographical information system*, **1**, 327-334.
- Goovaerts P., 1997, *Geostatistics for natural resources evaluation*, New York, Oxford University Press, p. 483.
- Hargreaves, G.H., and Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature Applied, *Journal of Agricultural Engineering*, **1**(2), 96-99.
- Helen A., Cleugh, 2007, Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data, *Remote Sensing of Environment* **106**, 285–304.
- Hengl, T. (2009). *A Practical Guide to Geostatistical*, Amsterdam p. 270, disponible en http://spatial-analyst.net/book/system/files/Hengl_2009_GEOSTATE2c1w.pdf Último acceso en 29/03/2010
- INEGI, Website 2008, Aspectos generales del territorio mexicano, Disponible en <http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/datosgeogra/extterri/frontera.cfm?s=geo&c=920> último acceso 03/12/2008.

- Janson W. Orberg and Assefa M. Melesse, 2006, Evapotranspiration dynamics at an ecohydrological restoration site: an energy balance and remote sensing approach, *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)*. **42**(3), 565-582
- Jones, P., Jedlovec, G., Suggs, R., and Haines, S., 2004, Using modis lst to estimate minimum air temperatures at night, 13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, *13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography* **4**, 13. Disponible en: http://ams.confex.com/ams/13SATMET/techprogram/paper_79017.htm, último acceso 07/09/2009.
- Kawashima, S., Ishida, T., Minomura, M., and Miwa, T., 2000. Relations between surface temperature and air temperature on a local scale during winter nights. *Journal of Applied Meteorology* **39**, 1570–1579.
- Kustas, W.P., and Norman, J.M., 1996, Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Journal des Sciences Hydrologiques*, **41**, 495–516.
- Kustas, W.P., and Norman, J.M., 1999, Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple tow-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover, *Agricultural and Forest Meteorology*, **94**, 13-29.
- Kustas, W.P., Choudhury, B.J., Moran, M.S., Reginato, R.J., Jackson, R.D., Gay, L.W., and Weaver, H. L., 1989, Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **44**, 197–216.
- Lhomme, J.P., Monteny, B., and Amadou, M., 1994a, Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet, *Agricultural and Forest Meteorology*, **68**, 77–91.
- Lhomme, J.P., Monteny, B., Chehbouni, A., and Troufleau, D., 1994b: Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow savannah using infrared thermometry, *Agricultural and Forest Meteorology*, **68**, 93–105.
- Li, F., and Lyons, T.J., 1998, Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing, *Journal of applied meteorology*, **38**, 1644–1654.
- Mao, K., Shi, J., Tang, H., Li, Z.L., Wang, X., and Chen K.S., 2008, A Neural Network Technique for Separating Land Surface Emissivity and Temperature From ASTER Imagery, *IEEE transactions on geosciences and remote sensing*, **46**(1), 200 - 208.
- Martinez, R., Boueri M.A., Escalona, P., 2005, Correlación entre la evaporación en tina y la evapotranspiración de referencia en cinco estaciones climatológicas de Venezuela, *Bioagro*, **17**(2), 79-83.
- Melesse, M.A., and Nangia, V., 2005, Estimation of spatial distribute surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields, *Hidrological Processes*, **19**, 2653-2670.
- MODIS Website, 2009, *Página en internet que describe a detalle los productos MODIS*, disponible en: <http://modis.gsfc.nasa.gov/> Último acceso 23/10/2010
- MONTEITH, J. L. 1965. Evaporation and Environment. *19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge*. **19**, 205-234.

- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y., and Vidal, A., 1994, Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, **49**, 246–263.
- Moran, M.S., Rahman, A.F., Washburne, J.C., Goodrich, D.C., Wertz, M.A., and Kustas, W.P., 1996, Combining the Penman–Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **80**, 87–109.
- Moran, P., 1950, Notes on continuous stochastic phenomena, *Biometric*, **37**(1-2), 17-23.
- Mostovoy, G.V., King, R.L., Reddy, K.R., Kakani, V.G. and Filippova, M.G., 2006. Statistical estimation of daily maximum and minimum air temperature from MODIS LST data over the state of Mississippi. *GIScience and Remote Sensing*, **43**(1), 78-110.
- Penman, H.L. 1956. *Evaporation: An introductory survey*, *Journal of Agricultural Science*. **4**:9-21.
- Pielke, R. A., Stohlgren, T., Parton, W., Doesken, N., Money, J., and Schell, L., 2000, Spatial representativeness of temperature Measurements from a single Site. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**(4), 826-830.
- Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J., 1972, On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters, *Monthly Weather Review*, **100**, 81-91.
- Prihodko, L., and Goward, S.N., 1997, Estimation of Air Temperature from Remotely Sensed Surface Observations, *Remote Sensing of Environment*, **60**, 335-346.
- Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). 007b. Objetivos de Desarrollo del Milenio. Disponible en: <http://www.un.org/spanish/millenniumgoals> Último acceso 15/01/2010.
- Rivas, R., y Caselles, V., 2003, La ecuación de Penman-Monteith para su uso en Teledetección, *Revista de Teledetección*. **20**, 65-72.
- R-Project, 2010, website: The R Project for Statistical Computing, disponible en: <http://www.r-project.org/>, último acceso 10/06/2010.
- Samani , Z., 2000, Estimating Solar Radiation and Evapotranspiration Using Minimum Climatological Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **126**(4), 265-267
- Senay, G.B., Budde, M., Verdin, J.P., and Melesse, A.M., 2007, A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields, *Sensors*, **7**, 979-1000.
- Statistica, 2009, website: Software estadístico, Disponible en internet <http://www.statsoft.com/#>. Último acceso 02/03/2009
- Tapia, S.O.F., Silvan y Rosales, A.E.R., J.L., 2010, *Análisis espacial, hacia una utilización mejorada de la información medida en campo y por satélites para apoyar la toma de decisiones en materia de agua*. Memoria Segundo Congreso Nacional de la Red Temática del Agua: RETAC. La investigación del agua en México: Avances, deficiencias y retos a superar. Cuernavaca, Mor. 23 al 25 de agosto.
- Thorntwaite, C.W., 1948, *An approach toward a rational classification of climate*: *Geographical Review*, **38**, 55–94.

- Tobler, W., 1970, A computer movie simulation urban growth in the Detroit region, *Economic geography*, **46**(42), 234-240
- Tsouni, A., Kontoes, C., Koutsoyiannis, D., Panagiotis, E., and Mamassis, N., 2008, Estimation of Actual Evapotranspiration by Remote Sensing: Application in Thessaly Plain, *Sensors*, **8**, 3586-3600.
- Turc, L. 1954 Calcul du bilan de l'eau: evaluation en fonction des precipitations et des temperatures. *International Association Of Scientific Hydrology*. **38**(3), 188-202.
- University of Melbourne, Australia, 2009, website <http://www.ie.unimelb.edu.au/research/geomatics.html>, último acceso 12/09/2009.
- University of New Brunswick, Canadá, 2009, website <http://gge.unb.ca/AllAboutGGE/Glossary.html>, último acceso 03/09/2009
- Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T. and Connor, S.J., 2010. Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in difference ecosystems over Africa. *Remote Sensing of Environment*, **114**(2), 449-465.
- Vilalta, C., 2006, *Sobre la espacialidad de los procesos electorales urbanos y una comparación entre las técnicas de regresión OLS y ASM*, *Red de revistas científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal*, **21**(01), 83-122.
- Wan, Z., 2008, New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products, *Remote Sensing of Environment* **112**, 59-74. Disponible en: http://www.utsa.edu/LRSG/Teaching/EES5093/rse_wan_new_refine_valid_v112_2008.pdf, último acceso 22/07/2009.
- Wang, W., Liang, S., and Meyers T., 2008, Validating MODIS land surface temperature products using long-term nighttime ground measurements, *Remote Sensing of Environment*, **112**, 623-635. Disponible en: <http://terpconnect.umd.edu/~sliang/papers/WangWH.LST.RSE2008.pdf>, último acceso 07/09/2009
- Wheeler, D., y Tiefelsdorf, M. 2005. Multicollinearity and correlation among local regression coefficients in geographically weighted regression. *Journal of Geographic Systems*, **7**, 161-187.
- WMO (World Meteorological Organization). 2006, *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation* (Preliminary seventh edition), Geneva: WMO, 681p.
- Yann Chemin, 2003, Evapotranspiration of crops by remote sensing using the energy balance based algorithms. *1st International Yellow River Forum on River Basin Management. China. Zhengzhou. P. 76-85*, disponible en: http://www.iwmi.cgiar.org/assessment/files_new/publications/Workshop%20Papers/IYRF_2003_Chemin.pdf, último acceso 24/08/2009

Anexo 1

Teoría básica sobre la percepción remota

La percepción remota es la ciencia de obtener e interpretar información a distancia, usando sensores que no tienen contacto físico con el objeto que está siendo observado. Estos sensores pueden ser aerotransportados o satelitales y miden la energía electromagnética que ha interactuado con la superficie terrestre y la atmosfera. El estudio de la tierra a través de sensores remotos tiene muchos propósitos entre los que se encuentran la realización y actualización de mapas con fines militares, científicos o comerciales; pronósticos meteorológicos del tiempo mediante el estudio de variables biofísicas, entre otros.

La energía electromagnética, viaja por el espacio como ondas electromagnéticas. Las ondas se diferencian por su longitud, que es la distancia entre dos crestas sucesivas de una onda.

El espectro electromagnético está compuesto por rangos de todas las longitudes de onda que componen la energía electromagnética. Estos distintos rangos o tipos de energía electromagnética son categorizados por su posición, o longitudes de onda, en el espectro electromagnético. Así el espectro continuo se subdivide en algunos tipos familiares de energía electromagnética como los rayos X, rayos ultravioletas (UV), visibles, infrarrojo (IR), microondas, y ondas de radio. El espectro va desde longitudes de onda muy pequeñas como los rayos X (aprox.0.0001 micrómetros), hasta longitudes de onda grandes como las de Radio (de hasta 100 m, figura 3).

Usualmente solo una pequeña porción, o banda, de todo el espectro es de interés en la percepción remota. Ya que la luz del sol es la fuente más común de energía usada en la percepción remota, las longitudes de onda predominantes en la luz solar son las más importantes. Por ejemplo para las aplicaciones agronómicas, la porción de interés es la que va desde el

ultravioleta (UV) hasta el infrarrojo (IR). La mayor parte de la luz solar esta en estas bandas y tiene longitudes de onda entre 0.2 y 0.4 micrómetros.

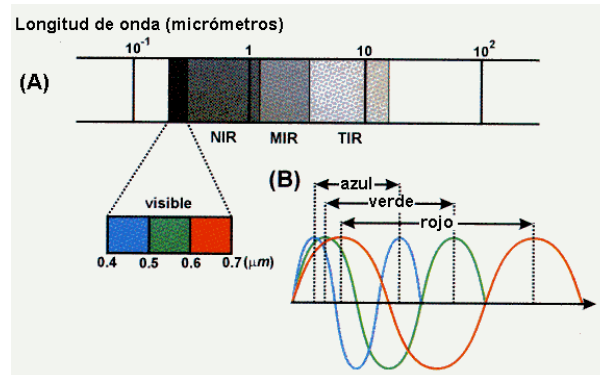


Figura A1 Espectro electromagnético

Uno de los principales usos de la PR es la clasificación de coberturas terrestres. La clasificación es el proceso de agrupar los píxeles en un número finito de clases individuales o de categorías de datos con base en los niveles digitales de los datos. Si un píxel satisface cierto criterio, entonces el píxel es asignado a la clase que corresponda a este criterio.

Anexo 2

Historia y descripción del sensor MODIS.

En diciembre de 1999, la NASA lanzó el satélite TERRA que tiene a bordo un sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Aunque MODIS tiene varias aplicaciones (cobertura de la tierra, estudios meteorológicos, etc.) es el primer satélite que tiene el monitoreo de incendios integrado en su diseño.

El satélite Terra, que lleva el MODIS, gira alrededor de la Tierra pasando sobre los polos, en una órbita que permite al sensor obtener diariamente imágenes de la mayor parte de la superficie de nuestro planeta. La órbita polar mantiene al Terra constantemente alineado con el Sol, de tal manera que todos los días pasa sobre cada lugar casi a la misma hora local (aprox. a las 10:30 am).

MODIS tiene también la capacidad para ver todo el mundo cada día en tres resoluciones diferentes (250m, 500m, y 1000m) con 36 bandas espectrales. La NASA tiene planificado lanzar otro satélite con MODIS a bordo para duplicar la cobertura.

Por los avances en la tecnología y el diseño específico, MODIS nos ofrece una oportunidad inédita para el monitoreo de incendios. Primero, cuando estén en órbita los dos sensores de MODIS, proveerán cuatro observaciones cada 24 horas, dos por el día y dos por la noche.

El sensor "ve" las radiaciones infrarrojas emitidas por los incendios. La información de MODIS puede ser transformada rápidamente en mapas activos de Incendios, que muestran donde están activos los incendios de bosques y hacia donde se mueven, información muy apreciada por los estrategias de la lucha contra el fuego.

Cuando MODIS toma la imagen, capta tanto la luz visible, la luz que el ojo humano puede ver, como la radiación térmica infrarroja (IR) emitida por los objetos calientes (que el ojo humano no ve). En otras palabras, puede detectar el humo y el fuego. Incluso MODIS puede captar no sólo si el suelo está caliente, sino aportar datos cuantitativos al respecto. La resolución espacial de MODIS es mucho mejor que AVHRR, es decir que las bandas MODIS de 250m (visible y infrarroja) ofrecen datos 16 veces mayores en cuanto a resolución que su antecesor.

Las bandas termales de MODIS (4 μm y 11 μm) tienen una saturación alta de 450 K y 400 K respectivamente para evitar una confusión con superficies de la tierra calientes como se sucede con los datos de AVHRR. Para un análisis más detallado en detección de incendios cuando el humo obscurece la vista se puede superponer los datos termales con los datos visibles.

Finalmente, los datos de MODIS también sirven para estudiar los aerosoles, vapor de agua y nubes (MODIS Website, 2009) para un mejor entendimiento de todo el proceso de los incendios y su efecto en el ecosistema, atmósfera y clima. Actualmente las imágenes de satélite MODIS son registradas no sólo por el sensor a bordo del satélite Terra-1 sino también por un sensor a bordo del satélite Aqua-1, que fue lanzado en mayo del 2002 y orbita a una altitud de 705 km.

Características del sensor MODIS

Como se puede observar en la tabla 1, en cuanto a resolución espacial la imagen tiene 3 resoluciones, dos canales de 250 metros, cinco canales de 500 metros y el resto de 1000 metros.

En cuanto a resolución espectral, la tabla A2.1. también muestra el total de canales y la longitud de onda correspondiente a cada canal.

Tabla A2.1. Descripción de características de imágenes modis: total de canales, resolución espectral, longitud de onda y resolución espacial de las imágenes MODIS

Canal	Región del espectro	Longitud de onda ($\mu\mu$)	Resolución espacial (metros)
1	Visible	0.620 – 0.670	250
2	Infrarrojo cercano	0.841 – 0.876	250
3	Visible	0.459 – 0.479	500
4	Visible	0.545 – 0.565	500
5	Infrarrojo cercano	1.230 – 1.250	500
6	Infrarrojo cercano	1.628 – 1.652	500
7	Infrarrojo cercano	2.105 – 2.155	500
8	Visible	0.405 – 0.420	1000
9	Visible	0.438 – 0.448	1000
10	Visible	0.483 – 0.493	1000
11	Visible	0.526 – 0.536	1000
12	Visible	0.546 – 0.556	1000
* 13	Visible	0.662 – 0.672	1000
* 14	Visible	0.673 – 0.683	1000
15	Visible	0.743 – 0.753	1000
16	Infrarrojo cercano	0.862 – 0.877	1000
17	Infrarrojo cercano	0.890 – 0.920	1000
18	Infrarrojo cercano	0.931 – 0.941	1000

19	Infrarrojo cercano	0.915 – 0.965	1000
20	Infrarrojo mediano	3.660 – 3.840	1000
21	Infrarrojo mediano	3.929 – 3.989	1000
22	Infrarrojo mediano	3.929 – 3.989	1000
23	Infrarrojo mediano	4.020 – 4.080	1000
24	Infrarrojo mediano	4.433 – 4.498	1000
25	Infrarrojo mediano	4.482 – 4.549	1000
26	Infrarrojo cercano	1.360 – 1.390	1000
27	Infrarrojo térmico	6.535 – 6.895	1000
28	Infrarrojo térmico	7.175 – 7.475	1000
29	Infrarrojo térmico	8.400 – 8.700	1000
30	Infrarrojo térmico	9.580 – 9.880	1000
31	Infrarrojo térmico	10.780 – 11.280	1000
32	Infrarrojo térmico	11.770 – 12.270	1000
33	Infrarrojo térmico	13.185 – 13.485	1000

34	Infrarrojo térnico	13.485 – 13.785	1000
35	Infrarrojo térnico	13.785 – 14.085	1000
36	Infrarrojo térnico	14.085 – 14.385	1000

*El sensor presentó fallas en los canales 13 y 14, por lo tanto no se integran en la imagen.

La resolución temporal del sensor se define por toma diaria. Para cubrir toda la Republica Mexicana se requieren de 3 pasos del satélite, por tal motivo el país no se cubre con una sola imagen.