

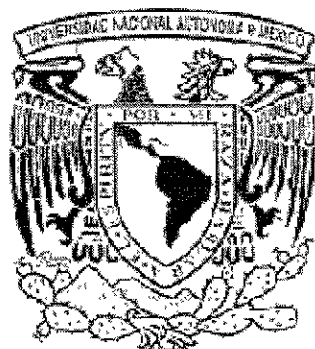
103060

15

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA



Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite

T E S I S

Que para obtener el grado de Maestro en Ciencias
en Física de la Atmósfera
presenta

Fernando Oropeza Rosales

Dirigida por:

Dra. Graciela Binimelis de Raga

Dr. Michel Rosengaus Moshinsky

2001

México, D.F.

Febrero del 2001

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

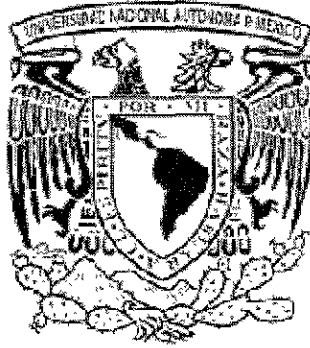
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

03060

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA



**Una parametrización de la estimación de lluvia con base en
imágenes de satélite**

T E S I S

Que para obtener el grado de Maestro en Ciencias
en Física de la Atmósfera
presenta
Fernando Oropeza Rosales

Dirigida por:
Dra. Graciela Binimelis de Raga
Dr. Michel Rosengaus Moshinsky

México, D.F.

Febrero del 2001



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Dr. J. Oscar campos Enríquez
Coordinador del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera), Fernando Oropeza Rosales, he leído y revisado la tesis titulada "Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite" y considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente

A handwritten signature in cursive script that reads 'Graciela B. Raga'.

Dra. Graciela Binimelis de Raga



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

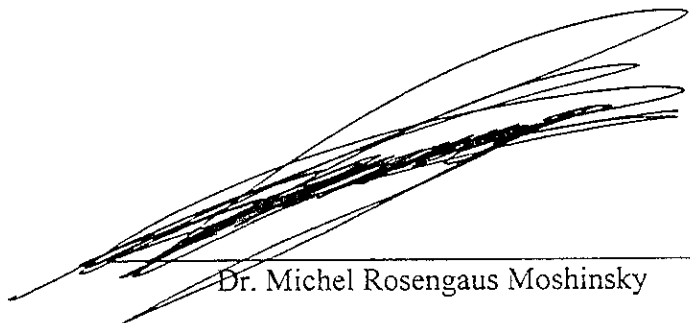
CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Dr. J. Oscar campos Enríquez
Coordinador del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera), Fernando Oropeza Rosales, he leído y revisado la tesis titulada "Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite" y considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente



Dr. Michel Rosengaus Moshinsky



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Dr. J. Oscar campos Enríquez
Coordinador del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera), Fernando Oropeza Rosales, he leído y revisado la tesis titulada "Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite" y considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Darrel Baumgardner', is written over a horizontal line. The signature is stylized and cursive.

Dr. Darrel Baumgardner



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Dr. J. Oscar campos Enríquez
Coordinador del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera), Fernando Oropeza Rosales, he leído y revisado la tesis titulada "Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite" y considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente

Dra. Susan L. Ustin



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

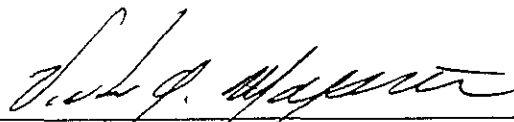
CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Dr. J. Oscar campos Enríquez
Coordinador del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Maestría en Ciencias (Física de la Atmósfera), Fernando Oropeza Rosales, he leído y revisado la tesis titulada "Una parametrización de la estimación de lluvia con base en imágenes de satélite" y considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente



Dr. Victor Magaña V.

Dedicatoria

A mi viejo, pues yo se que te hubiera encantado acompañarme en este momento de mi vida, y a mi me hubiera encantado el doble. Desafortunadamente para mi, tenías una cita con tu gorda, a la que no podías faltar. Salud! y espero que ahora estén: "*out together dancing cheek to cheek*". Los extraño horrores!!!

Agradecimientos

Al Dr. Michel Rosengaus Moshinsky co-director de este trabajo, por brindarme la oportunidad de trabajar con el, por compartir conmigo sus conocimientos (que son muy bastos), por su honestidad como científico y como persona, por su exigencia que hizo que diera lo mejor de mí, por su apoyo incondicional en todos los sentidos en las buenas y en las malas, por ser un ejemplo de compromiso con su trabajo y con su país, por siempre tener una respuesta a mis preguntas y por valorar mi trabajo.

A la Dra. Graciela Binimelis de Raga co-directora de este trabajo, pues siempre fue ella quien me ayudó a mantener los pies sobre la Tierra, por enseñarme a concretar las cosas, por darle respuesta a muchas de mis preguntas, por promover una dinámica de trabajo continuo que hizo posible concluir con esta tesis, por brindarme su apoyo incondicional, por levantar mi ánimo cada vez que los resultados no eran lo que yo esperaba, por darle valor a mi trabajo.

Gracias a esta tesis he tenido la oportunidad de conocer y trabajar con dos personas con una integridad científica y humana intachable, además le dieron significado a la palabra "dirigir". Ha sido un privilegio trabajar con ustedes.

A los doctores Victor Magaña, Darrel Baumgardner, Susan Ustin y René Lobato por la revisión de este trabajo, todos sus comentarios y sugerencias han sido muy valiosos y un gran aprendizaje para mí.

Mi formación de maestría y este trabajo no hubieran sido posibles sin el apoyo económico de varias instituciones:

- Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA).
- Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT).
- UC-Mexus
- La Universidad de California en Davis (UCDavis)
- La Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
- National Center for Atmospheric Research (NCAR)

Durante el desarrollo de este trabajo también tuve la oportunidad de hacer una estancia de investigación en el laboratorio de percepción remota *Center for Spatial Technologies and Remote Sensing* (CSTARS) de la Universidad de California en Davis, por lo que quiero agradecer al Dr. René Lobato Sánchez y a la Dra. Susan Ustin quienes lo hicieron posible. Agradezco todas las aportaciones que hicieron a este trabajo, su apoyo, su confianza, su comprensión en los momentos difíciles y la inolvidable experiencia que me dieron oportunidad de vivir.

Gracias también a las chicas (Sharon, Debbie, Tania y Janice) de la "Business Office" del "Department of Land Air and Water Resources" de la Universidad de California, por su amistad comprensión y gran apoyo.

Y refiriéndome a Davis, no puedo dejar pasar la oportunidad de agradecer a todos los miembros del laboratorio (CSTARS) y en forma muy especial a mi buen amigo Antonio Trabucco que me brindo hospedaje, asesoría, compañía, información turística y culinaria, excelente café italiano, y sobretodo su invaluable amistad.

En este proceso tuve también oportunidad de trabajar con dos personas que no solo fueron excelentes colegas y compañeros de equipo, también me dieron la oportunidad de contar con su amistad, gracias Art y Peter.

Gracias a mis amigos y compañeros durante la maestría: Carlos, Oscar, Lester, Pati, Esther, Beti, Karina, Nohemi y Memo. Me da tranquilidad saber que parte del futuro científico de este país se encuentra en sus manos.

A toda la subcoordinación de hidrometeorología del IMTA y en forma muy especial a dos personas: Toñito y Yolanda que siempre han creído en mi y lo han demostrado con su apoyo incondicional y su maravillosa amistad.

A mis hermanos Elen, Carlos, Dulce y a sus hermosas familias por que siempre están pendientes de lo que ocurre en mi vida y lo comparten con singular pasión, los quiero mucho a todos.

A la gran familia del conjunto Lirio, que siempre esta presente en los acontecimientos importantes de mi vida.

A Mónica por ser mi compañera de toda la vida, por depositar tu confianza en mi, por soportar la carga de trabajo que se te acumula mientras yo estoy sentado frente a la computadora, por tu dedicación a cuidarnos, por tu amor y por tus lindos ojos, espero poder envejecer junto a ti.

A Christian, por que sin importar lo duras que sean las cosas, lo pesada que sea la carga, lo obscuro que se vea el túnel o la miseria que cargue en los bolsillos, tu eres siempre esa pequeña luz encendida que alumbra mi corazón. Gracias por que cuando tengo que dejarte para ir a trabajar, aunque sea en fin de semana, sales al balcón moviendo tu manita, con tu hermosa sonrisa y mandándome besos dices: "Adiosh papá".

Gracias a ustedes porto los dos grados más importantes de mi vida "Esposo" y "Padre", es un honor serlo por ustedes. Los amo.

Resumen

Se presenta una revisión de algunas técnicas de estimación de lluvia con base en imágenes de satélite, la descripción detallada de la técnica convectiva estratiforme (CST, por sus siglas en inglés) que fue la que se eligió para ser implementada en este trabajo. Se describe el proceso de implementación de la técnica así como la aplicación de la misma a imágenes del satélite GOES-8 sobre la región noroeste de la República Mexicana. Se presenta la metodología para comparar las estimaciones de satélite con mediciones en superficie, se discuten algunos problemas asociados a este tipo de comparaciones y se presentan los resultados de evaluar el desempeño de la técnica en el noroeste de México.

Se encontró que las estimaciones hechas con CST en el noroeste de México no son muy buenas, por lo que se aplicó un análisis de sensibilidad para determinar la relevancia de cada uno de los parámetros involucrados en el cálculo de la precipitación. El análisis arrojó la información de que la pendiente de la recta de ajuste en la relación entre temperatura de tope de nube y precipitación era uno de los más sensibles. Se aplicó un modelo numérico unidimensional de nube, para encontrar una nueva relación entre temperatura del tope de nube y precipitación adaptada a la zona de estudio. Con la nueva relación se modificó el algoritmo y se volvió a aplicar la técnica en un sub-conjunto de la base de datos original, encontrando mejoras del orden de 130%.

Contenido

Resumen	i
Aprobación del documento	ii
Dedicatoria	vii
Agradecimientos	viii
contenido	x
Indice de figuras	xiii
Indice de tablas	xvi

Capítulo 1

Introducción	1
1.1 Breve historia de la misión GOES	1
1.2 Características técnicas de los satélites GOES	4
1.2.1 Sistema de sensores meteorológicos en GOES I-M	4
1.2.1.1 Instrumento de imágenes en GOES	4
1.2.1.2 Instrumento de sondeos en GOES	5
1.3 Instrumentos empleados en la estimación de lluvia	5
1.4 Objetivo general	8
1.5 Objetivos particulares	8

Capítulo 2

Estimación de lluvia basada en datos de satélite	9
2.1 Bases Teóricas	9
2.1.1 Dinámica de las tormentas	10
2.1.2 Percepción remota de las tormentas	12
2.2 Revisión de algunas técnicas de estimación de lluvia basadas en imágenes de satélite	13
2.2.1 Índice de nubes (Cloud Indexing; CI)	13
2.2.2 Kilonsky y Ramage	14
2.2.3 Arkin o Índice GOES de precipitación (GOES Precipitation Index)	15
2.2.4 Dittberner y Vonder Haar	15
2.2.5 Lovejoy y Austin	16
2.2.6 Stout, Martin y Sikdar	17
2.2.7 Técnica de Griffith-Woodley	18
2.3 Revisión de las herramientas de estimación de lluvia desarrolladas en México	19
2.3.1 Estimación de Precipitación Acumulada Diaria a partir de Imágenes Infrarrojas de GOES (EPADIIG)	19
2.3.2 Estimación y Pronóstico de Precipitación Pluvial en México (EPPrePMex)	20

2.4 Descripción de la técnica convectiva estratiforme (Convective Stratiform Technique; CST)	20
2.4.1 Determinación de candidatos a ser núcleos convectivos	21
2.4.2 Cálculo del parámetro de pendiente	22
2.4.3 Discriminación entre cirrus y tormentas convectivas	23
2.4.4 Corrección del campo de visión	23
2.4.5 Asignación de la intensidad y área de lluvia en la tormenta	24
2.4.6 Asignación de la lluvia en el yunque estratiforme	
2.5 Implementación propia de la técnica convectiva estratiforme (Convective Stratiform Technique; CST)	24
2.5.1 Resolución espacial de las imágenes	25
2.5.2 Georeferencia	26
2.6 Estructura del código computacional	29

Capítulo 3

Evaluación de la CST en la región noroeste de México	37
3.1 Descripción del área de estudio	37
3.2 El Monzón Mexicano	39
3.3 Bases de datos empleadas	41
3.3.1 Base de datos de imágenes GOES	41
3.3.2 Base de datos de mediciones en superficie	43
3.4 Comparación entre las mediciones en tierra y las estimaciones de lluvia	44
3.4.1 Ajuste de la resolución temporal	44
3.4.2 Red de pluviógrafos y resolución espacial	44
3.4.2.1 Cálculo de una probabilidad más cercana a la realidad	46
3.4.2.2 Comparación entre mapas de isoyetas	47
3.4.2.3 Comparación punto a punto	50
3.4.2.4 Comparación contra el promedio de nueve píxeles	51
3.5 Resultados de la evaluación de la CST	53

Capítulo 4

Análisis de sensibilidad o propagación de errores	57
4.1 Error combinado en un producto	57
4.2 Error combinado en una función cualquiera	59
4.3 Análisis de sensibilidad en el cálculo de la lluvia convectiva	60
4.4 Análisis de sensibilidad en el cálculo del área que cubre la lluvia convectiva	62
4.5 Análisis de la variación en el cálculo de la lluvia estratiforme	64
4.6 Resumen del capítulo	65

Capítulo 5

Ajuste de la CST a la región noroeste de México	66
5.1 Modelando la termodinámica de las tormentas en la región noroeste de México	66
5.1.1 Descripción del modelo unidimensional de nube	66
5.1.2 Datos de entrada del modelo	67
5.1.2.1 Formato de los archivos de sondeo	68
5.1.2.2 Sondeos representativos	70
5.1.2.3 Sondeos diarios	73
5.2 Modificación de la CST aplicando la relación T_{\min} Vs. R_{prom} encontrada para el noroeste de México	76

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones	
6.1 Conclusiones.....	81
6.2 Recomendaciones	82
Referencias.....	86
Apendice A	89

Índice de figuras

2.1 Esquema de clasificación biespectral usado por Dittberner et al. (1973).....	16
2.2 Curva de discriminación entre tormentas y cirrus	22
2.3 Emulación de una imagen con resolución de 8x4 Km a partir de una con resolución de 4x4 Km	26
2.4 Geometría del problema de georreferencia (tomada de Sosa-Chiñas, 1992)	27
2.5 Representación esquemática de una imagen de satélite	30
2.6 Representación esquemática de un mínimo relativo formado por más de un pixel (mancha)	31
2.7 Posibles pixeles (gris claro) con la misma temperatura que el pixel analizado (gris oscuro)	32
2.8 Mancha con centroide externo a ella	33
2.9 Área de lluvia asignada en forma de espiral a partir del mínimo relativo	35
3.1 Regiones de la República Mexicana según Lankford (1997)	38
3.2 Mapa topográfico de la región noroeste de la República Mexicana	39
3.3 Precipitación mensual acumulada, estación Choix, Sonora. Junio a septiembre de 1998	41
3.4 Imagen IR típica recibida en el sistema de adquisición IMTA-Galileo	42
3.5 Sub-imagen IR centrada sobre la región noroeste de México	43
3.6 Mapa con la ubicación de las estaciones del SMN en superficie	43
3.7 Representación de un cuadro de la red hipotética de pluviógrafos	45
3.8 Mapas de isoyetas a partir de los datos en superficie, de las estimaciones de satélite y mapas de error (medido menos estimado) de la técnica completa y aislando lluvia convectiva y lluvia estratiforme.....	49
3.9 Comparación de la evolución de la lámina promedio de lluvia calculada a partir de los mapas de isoyetas	50

Indice de tablas

1.1 Bandas espectrales y sus respectivas resoluciones en el instrumento de imágenes de GOES	5
1.2 Instrumento de sondeo GOES y algunas características (GOES I-M).....	6
3.1 Cálculo de las diferentes medidas de error entre las estimaciones hechas con satélite y las mediciones en superficie, para 33 días entre junio y agosto de 1998. 1-p=comparación punto a punto, 9-p=comparación contra el promedio de 9 pixeles y map= comparación entre mapas de isoyetas.....	55
4.1 Tabla de resultados del análisis de sensibilidad para lluvia convectiva	60
4.2 Tabla de resultados del análisis de sensibilidad para el área (A_r) afectada por lluvia convectiva	63
5.1 Cálculo de las diferentes medidas de error entre las estimaciones hechas con satélite y las mediciones en superficie. Usando CST original y CST modificada con el modelo de nube. 1-p=comparación punto a punto, 9-p=comparación contra el promedio de 9 pixeles y map=comparación entre mapas de isoyetas.....	80

Capítulo 1

Introducción

En los últimos 40 años la posibilidad de observar la tierra desde el espacio nos ha brindado la oportunidad de cambiar nuestra percepción sobre los sistemas meteorológicos. Especialmente con el desarrollo de satélites geoestacionarios la capacidad de observar estos fenómenos y su evolución inició una nueva generación en el trabajo científico. En un principio el simple hecho de observar los fenómenos fue un grán paso, pero la comunidad científica empezó a trabajar en la idea de extraer información cuantitativa de esta clase de datos.

Este trabajo aborda el tema de la estimación de lluvia utilizando datos de los satélites GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) para la región noroeste de México, por lo que esta sección está diseñada para introducir al lector en la historia, terminología y diferentes características de los satélites GOES. Así mismo se presentarán diferentes técnicas para estimar precipitación y las ventajas y desventajas que representa utilizar cada una de ellas.

1.1 Breve Historia de la misión GOES

A principios de la década de los 1960's datos meteorológicos, hidrológicos y oceanográficos provenientes de satélites empezaron a tener un mayor impacto en el análisis del medio ambiente. El 7 de diciembre de 1966, la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) puso en órbita el primer satélite geoestacionario *Applications Technology Satellite* (ATS-1), que tenía la capacidad de observar sistemas meteorológicos en movimiento. Este sueño se pudo realizar gracias al esfuerzo pionero de Verner Suomi, quien concibió y diseñó la primera *Spin Scan Cloud Camera*. El satélite ATS-1 era capaz de tomar una imagen del disco completo de la tierra cada media hora.

El 5 de mayo de 1974 el *Synchronous Meteorological Satellite* (SMS-1) fue puesto en órbita como el primer prototipo de *Geostationary Operational*

Environmental Satellite (GOES). Poco tiempo después, la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) inició la operación de la serie GOES con el lanzamiento del GOES-1 el 16 de octubre de 1975. El instrumento principal a bordo tanto del satélite SMS como de los primeros satélites GOES era el radiómetro de barrido visible e infrarrojo (*Visible and Infrared Spin Scan Radiometer; VISSR*). El programa GOES mantiene dos satélites operando en conjunto para proveer la observación de la tierra en una cobertura del 60%, tradicionalmente uno situado sobre el Atlántico (frecuentemente referido como GOES-Este) y el otro sobre el Pacífico (referido como GOES-Oeste).

Para poner en claro la nomenclatura utilizada al referirse a los satélites GOES es importante mencionar que mientras los satélites se encuentran en desarrollo e incluso durante el lanzamiento son nombrados con letras (GOES-I, GOES-J, etc.) y una vez que el satélite ha sido puesto en órbita exitosamente la letra en el nombre es substituida por un número. De esta forma el satélite diseñado y lanzado como GOES-A se convirtió en GOES-1, GOES-B en GOES-2 y así sucesivamente. En mayo de 1986 el vehículo espacial Delta 3914 tuvo una falla y el GOES-G se perdió. Hoy en día es posible diferenciar la misión GOES en cuatro series: 1968-1977 (GOES-1 y GOES-2), 1978-1987 (GOES-3 al GOES-7), 1988 a la fecha (GOES-8 al GOES-M) y GOES-N/O/P/Q que están planeados para ser puestos en órbita entre los años 2002 y 2008.

Además de las observaciones hechas con los sensores abordo de los satélites, las plataformas de GOES han sido utilizadas con otros muchos propósitos:

Los satélites GOES llevan un monitor de ambiente espacial (*Space Environment Monitor; SEM*) que investiga emisiones de partículas solares y ayuda con el estudio del efecto de la actividad solar en sistemas terrestres de telecomunicación. El SEM detecta protones solares, partículas alfa, electrones solares, rayos-X solares y campos magnéticos. Para mayor información al respecto se puede consultar la página de internet:

<http://spidr.ngdc.noaa.gov:8080/production/html/GOES/goesmiss.html>

Tabla 1.2. Instrumento de sondeo GOES y algunas características (GOES I-M)

Tabla 1.2. Instrumento de sondeo GOES y algunas características (GOES I-M)			
Número de canal		Longitud de onda (μm)	Rango máximo de temperatura (K)
O. L A R G A I R	1	14.71	Espacio – 280
	2	14.37	Espacio – 280
	3	14.06	Espacio – 290
	4	13.64	Espacio – 310
	5	13.37	Espacio – 320
	6	12.66	Espacio – 330
	7	12.02	Espacio – 340
M E D I A	8	11.03	Espacio – 345
	9	9.71	Espacio – 330
	10	7.43	Espacio – 310
	11	7.02	Espacio – 295
	12	6.51	Espacio – 290
O. C O R T A	13	4.57	Espacio – 320
	14	4.52	Espacio – 310
	15	4.45	Espacio – 295
	16	4.13	Espacio – 340
	17	3.98	Espacio – 345
	18	3.74	Espacio – 345
VIS	19	0.70	No aplica

En cuanto a satélites meteorológicos respecta, es posible diferenciar dos grandes grupos, los satélites geoestacionarios y los satélites de órbitas bajas. Hasta el momento se han mencionado los satélites GOES que pertenecen al grupo de los geoestacionarios y que como su nombre lo indica permanecen generalmente sobre un mismo punto de la tierra¹. El punto más cercano a la Tierra de la órbita que describen (perifoco) se encuentra aproximadamente a 35,770 Km. sobre la superficie terrestre.

Los satélites NOAA de órbita baja pasan por el mismo punto de la tierra sólo un par de veces al día cada 12 horas. Portan el sensor llamado radiómetro avanzado de muy alta resolución (*Advanced Very High Resolution Radiometer*; AVHRR) que muestrea la radiación proveniente de la Tierra. Existen dos

¹ La longitud sobre la que se encuentra el satélite puede variar según las necesidades operativas.

versiones de este sensor (AVHRR/1 y AVHRR/2) que tienen 4 y 5 canales respectivamente.

El satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) es la primera misión dedicada a medir lluvia tropical que porta sensores de microondas, infrarrojos, visibles y el primer radar de lluvia que vuela en un satélite, es decir tiene un sensor activo. El TRMM es de órbita baja (350 km), y se mantiene entre los 35 grados al norte y 35 al sur del ecuador permitiéndole así volar sobre cada punto de la superficie de la tierra a diferentes horas del tiempo local cada día. Puede muestrear todas las horas del tiempo local en una misma posición cada 23 días. Básicamente este satélite combina toda la tecnología existente a la fecha para estimar lluvia desde el espacio.

Una de las principales limitantes que tienen los satélites de órbita baja se relaciona con su resolución temporal, pues la mayoría de ellos solo proporcionan de una a dos imágenes por día. Es éste el motivo principal por el que GOES continua siendo una buena opción para estudiar la lluvia, ya que proporciona una visión casi continua del mismo punto sobre la superficie terrestre.

Otro de los instrumentos comúnmente utilizado en la estimación de lluvia es el radar meteorológico, que se clasifica como un sensor activo ya que su principio de operación incluye el uso de una fuente artificial de radiación. Su funcionamiento consiste en enviar un haz de longitud de onda específica a la atmósfera donde una parte de esta energía es reflejada por las partículas (gotas de lluvia, nieve, granizo, etc.) presentes en un determinado volumen. La energía reflejada es detectada por el mismo instrumento y dependiendo de su magnitud se asigna una intensidad de lluvia. La comunidad científica concuerda en que el radar meteorológico es un excelente instrumento para analizar la distribución espacial de la lluvia pero, presenta graves problemas con la cuantificación de la misma.

Por último uno de los instrumentos más utilizado tradicionalmente para “medir” lluvia es el pluviógrafo. Este instrumento puede variar desde un simple recipiente graduado que puede ser leído por un observador, hasta los más sofisticados que pueden registrar lluvia en forma continua y transmitir la información vía satélite a una central de recepción. Estos instrumentos se consideran de medición, pero en el sentido estricto son también solo un estimador de lluvia, ya que las mediciones que con ellos se realizan solo representan lo ocurrido en un punto. Así pues cualquier intento de describir la lluvia con base en mediciones pluviográficas implica una serie de suposiciones. Algunos de los problemas asociados al uso de este tipo de instrumentos serán discutidos en la sección 3.4

1.4 Objetivo general

Estimación de la precipitación pluvial en el noroeste de México empleando técnicas que se basan en datos de satélites geoestacionarios.

1.5 Objetivos particulares

- Aplicar la técnica conocida como técnica convectiva estratiforme (Convective Stratiform Technique; CST) a imágenes GOES-8 para la región noroeste de México durante la estación de verano, en el llamado Monzón Mexicano.
- Evaluar los resultados de la aplicación de la técnica y proponer las modificaciones pertinentes para que la técnica se ajuste a la región.
- Evaluar el desempeño de la versión modificada contra la versión original.

Capítulo 2

Estimación de lluvia basada en imágenes de satélite

Como se ha mencionado en secciones anteriores el objetivo de este trabajo es aplicar una técnica de estimación de lluvia basada en imágenes de satélite, así como evaluar los resultados que con ella se obtienen. En esta sección se presenta una revisión de las bases teóricas involucradas en este problema y la descripción del proceso físico que se pretende estimar. Se describe en qué consiste la técnica convectiva estratiforme (*Convective Stratiform Technique; CST*) y la forma en que ésta fue implementada para ser aplicada en la región noroeste de México.

2.1 Bases Teóricas

El hecho de que los satélites tengan la capacidad de detectar las nubes no es suficiente para estimar la lluvia y esto se debe básicamente a que no todas las nubes producen lluvia, de hecho sólo una fracción muy pequeña de las nubes produce lluvia en un cierto tiempo. En general las técnicas actuales de estimación de lluvia basadas en datos de satélite se pueden dividir en tres categorías: las que utilizan imágenes visibles ó infrarrojas (o la combinación de ambas), las que utilizan imágenes de sensores pasivos de microondas y más recientemente las que utilizan radar.

La técnica que en este trabajo se analiza, pertenece a la primera categoría y su característica principal es que la radiación que se monitorea no tiene penetración en las nubes, es decir que se estima la precipitación que cae de la base de la nube a partir de analizar la radiación que proviene de su tope. Todos los esquemas en esta categoría son necesariamente indirectos; el brillo del tope de la nube o su equivalente en temperatura, puede ser relacionado con la lluvia que ésta produce, pero las gotas de lluvia jamás son monitoreadas directamente.

2.1.1 Dinámica de las tormentas

Para comprender mejor la forma en que se aplica una técnica para inferir la precipitación a partir de una imagen de satélite es importante conocer el fenómeno físico que da origen a nubes con precipitación. En general para que se forme una tormenta se necesitan conjugar tres características en la atmósfera: Inestabilidad térmica, un mecanismo de empuje y humedad en los niveles medios o bajos (por debajo de los 500 Mb).

La inestabilidad térmica depende del gradiente térmico ambiental (γ) y el gradiente adiabático saturado (Γ_s), es decir la disminución de la temperatura del ambiente con la altura y la disminución de la temperatura de una parcela saturada durante un proceso de ascenso adiabático respectivamente. Considerando la posibilidad de que se produzca condensación, durante el ascenso, existen cinco tipos de estabilidad para el aire húmedo:

1. $\gamma < \Gamma_s$ Absolutamente estable
2. $\gamma = \Gamma_s$ Neutro o indiferente saturado
3. $\Gamma_s < \gamma < \Gamma$ Condicionalmente inestable
4. $\gamma = \Gamma$ Neutro o indiferente seco
5. $\gamma > \Gamma$ Absolutamente inestable

donde Γ es el gradiente adiabático seco.

El mecanismo de empuje es el que provoca que las masas de aire se aceleren hacia arriba, y es posible diferenciar tres mecanismos:

1. Flotabilidad. Se refiere al caso en que una parcela es más caliente que su ambiente, lo cual la hace menos densa y por lo tanto flota en su ambiente.
2. Forzamiento Mecánico. Implica el levantamiento de parcelas de aire húmedo debida al acuñaamiento de un frente frío ó el levantamiento de las parcelas por el efecto de la orografía.
3. Convergencia. Corrientes de aire coinciden en un mismo punto obligando a las parcelas a ascender.

donde r_i es la intensidad de lluvia asignada al tipo de nube i y f_i es la fracción de tiempo (o de área) durante la cual el punto está cubierto por la nube tipo i . Esta técnica fue utilizada por Barret (1970) para estimar precipitación mensual y por Follansbee (1973) para estimar precipitación diaria. Una de las complicaciones principales de aplicar esta técnica es que la identificación del tipo de nube en general es mediante inspección manual, aunque existen algunas técnicas para identificar tipos de nube como es el caso de el análisis multiespectral. Barret (1970) menciona como una de sus limitantes el hecho de que en los nephanálisis rara vez se anotan las áreas de cobertura nubosa para una sola categoría de nubes, frecuentemente un área nubosa incluye dos o más tipos diferentes de nubes.

2.2.2 Kilonsky y Ramage

Kilonsky y Ramage (1976) desarrollaron una técnica que actualmente es utilizada para estimar precipitación sobre el océano tropical. Utilizando los mosaicos de imágenes visibles con proyección Mercator publicadas por el servicio nacional de satélites ambientales (*National Environmental Satellite Service*; NESS). En estos mosaicos localizaban nubes de alta reflectividad (HRCs, por sus siglas en ingles). Como los océanos tropicales están dominados por nubes profundas, la frecuencia con la que una localidad está cubierta por HRCs está relacionada con precipitación. La aplicación de la técnica fue totalmente manual. Sobreponían transparencias que les permitían obtener la geometría de las áreas con nubes de alta reflectividad. Entrenaron a tres estudiantes de licenciatura para obtener los datos a partir de los mosaicos, cada estudiante procesaba 10 días de un mismo mes y sus resultados eran comparados con los resultados del autor, si existían discrepancias menores los estudiantes continuaban con otro mes. Los autores mencionan las limitantes que tuvieron para comparar sus estimaciones con mediciones en superficie, ya que la única fuente de datos en el Océano Pacífico eran las mediciones hechas en las Islas Coral. Las comparaciones fueron hechas entre los reportes mensuales

de lluvia y los totales de HRC que en los mosaicos coincidían con la posición geográfica de las estaciones (comparación punto a punto).

2.2.3 Arkin o Índice GOES de precipitación (*GOES Precipitation Index*)

Arkin (1979) diseñó una técnica para estimar precipitación tropical con propósitos climatológicos que es similar a la técnica de Kilonsky y Ramage, pero en este caso se utilizan imágenes IR de SMS-1. Arkin encontró que para el área del experimento del Atlántico tropical conocida como GATE por sus siglas en inglés (GARP Atlantic Tropic Experiment), las estimaciones de lluvia a cada 6 horas, hechas con radar, estaban altamente correlacionadas (0.86) con la fracción de área cubierta por pixeles con temperaturas menores a 235 K. Arkin y Meisner (1987) llamaron a su estimador de precipitación índice GOES de precipitación (GPI, por sus siglas en inglés). Utilizan una temperatura umbral de 235 K y una intensidad de lluvia constante de 3 mm h⁻¹ que son valores apropiados para estimar lluvia tropical en áreas de 2.5°x 2.5° de latitud. La ecuación precisa es:

$$GPI = 3 f \Delta t \quad 2.2$$

donde GPI es el estimado de la lámina promedio de lluvia (en milímetros) en toda el área, f es la fracción de área más fría que el umbral y Δt es el tiempo (en horas) para el cual aplica f .

2.2.4 Dittberner y Vonder Haar

Dittberner y Vonder Haar (1973) fueron los primeros en utilizar una técnica biespectral para estimar precipitación, y la aplicaron al Monzón de verano en la India. Desarrollaron una relación de la forma:

$$P = c_1 E + c_2 A + P_o \quad 2.3$$

que combina el promedio estacional de la radiación infrarroja (E), el promedio estacional del albedo visible (A) y la precipitación reportada en superficie (P_o). Los datos de radiación IR y el albedo están dados para bloques de 10x10 grados de latitud-longitud, las mediciones de lluvia son las reportadas por la revista India de meteorología y geofísica, que representan el porcentaje de lluvia promedio

estacional para la 13ª división meteorológica de la India. El objetivo principal de este trabajo fue generar climatología regional y la técnica separó exitosamente los picos del Monzón intenso. En la figura 2.1 se presenta el esquema de clasificación biespectral de nubes utilizado por Dittberner et al. (1973).

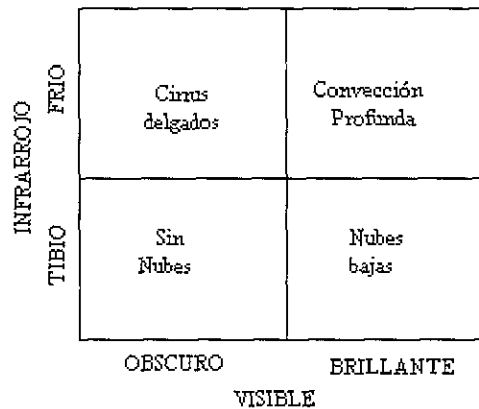


Figura 2.1. Esquema de clasificación biespectral usado por Dittberner et al. (1973)

2.2.5 Lovejoy y Austin

Lovejoy y Austin (1979a) utilizaron datos visibles e infrarrojos GOES para delinear áreas de lluvia, con la intención de utilizar éstas como datos de entrada para un sistema de pronóstico a corto plazo en tiempo real denominado SHARP. Utilizaron datos de radar para comparar sus resultados, encontraron que en sus casos de estudio el área de cobertura nubosa era del orden de cuatro veces el tamaño del área de lluvia, mencionan la dificultad que involucra tratar de separar las nubes altas no productoras de lluvia.

Su estudio incluyó datos del área GATE en el Atlántico tropical y alrededor de Montreal. Construyeron dos histogramas de frecuencias bidimensionales: Uno en el que se representaban las áreas de lluvia y otro en el que se representaban las áreas de no-lluvia. Los ejes contenían información de la banda visible (en x) y de la banda infrarroja (en y). Para homogeneizar las imágenes visibles por la variación del ángulo cenital del sol, los valores fueron normalizados entre 0 y 1. Se utilizaron 25 bandas de frecuencia para cada eje. Los pixeles con lluvia se encuentran asociados a los valores más altos tanto en IR como en visible con

una distribución bastante aproximada a una Gaussiana bidimensional. La distribución de no-lluvia fue bimodal con un pico ubicado en los valores bajos de IR y bajos de visible y el otro pico cercano al pico de lluvia pero ligeramente movido en dirección de los valores bajos.

Con lo anterior fue posible calcular un mapa de probabilidades de lluvia para cada intervalo como la razón del número de pixeles con lluvia entre el número total de pixeles en cada intervalo. Finalmente Lovejoy y Austin determinaron una probabilidad umbral para separar los grupos de pixeles con lluvia de los grupos de pixeles sin lluvia. Tsonis e Isaac (1985) hicieron una modificación a la técnica de Lovejoy and Austin.

2.2.6 Stout, Martin y Sikdar

Stout, Martin y Sikdar (1979) fueron los primeros en utilizar la historia en el ciclo de vida de las tormentas para estimar lluvia, examinando la relación entre estimaciones de intensidad de lluvia por radar y mediciones por satélite del área de tormentas aisladas. El punto esencial es que los picos de lluvia se dan mientras el área de la nube (en las imágenes) crece rápidamente y la precipitación es muy reducida al momento en que la nube alcanza su máximo de área. Stout et al. aproximaron esta característica agregando un término a la ecuación de intensidad de lluvia:

$$R = a_0 A + a_1 \frac{dA}{dt} \quad 2.4$$

dónde R es el volumen de lluvia de la nube (m^3s^{-1}), A es el área de la nube (m^2), dA/dt es la razón de cambio del área de la nube con el tiempo (m^2s^{-1}), a_0 y a_1 son coeficientes determinados empíricamente (con dimensiones en ms^{-1} y m respectivamente).

La determinación del área de la nube se hace a partir de un umbral tanto en los datos visibles (60 en valores digitales) como infrarrojos (160 en valores digitales), considerando el número de pixeles que están por encima del valor

umbral en ambas bandas y que se encuentran agrupados se obtiene el área de la nube y a partir de datos de radar se calcula el volumen de lluvia correspondiente a esa nube durante todo su tiempo de vida. Con los pares de datos que se generan de área e intensidad de lluvia se obtienen los coeficientes a_0 y a_1 a través de un ajuste. El seguimiento de la evolución en el tiempo del área de la nube en las imágenes de satélite es realizado por un operador que delimita las áreas a través de la revisión de animaciones. En los datos que presentan el área de las nubes aparece siempre mayor en la imagen IR que en la visible.

2.2.7 Técnica de Griffith-Woodley

Griffith et al. (1976) y Woodley et al. (1980) originalmente la diseñaron para estimar efectos extra-área en el sembrado de nubes en Florida y ha sido aplicada en un amplio rango para precipitación tropical y de latitudes medias. Griffith y Woodley iniciaron comparando imágenes de satélite (primero visibles y luego infrarrojas) con datos de radar calibrados con pluviógrafos para Miami. Básicamente la técnica consiste en un intento empírico de estimar a partir de las imágenes de satélite el eco de radar que tendría asociado cada nube.

Para estimar la lluvia de una sola nube, definida ésta como cualquier región que aparece en la imagen con temperatura menor que 253 K, la nube es seguida durante su vida completa, para con esto determinar su máxima extensión de área (A_m). Se utilizan curvas empíricas para determinar el área del eco del radar a partir del área estimada por el satélite (A_c). El área del eco (A_e) se estima como la fracción del área máxima de la nube con respecto a la razón A_c/A_m y al tiempo de cambio de A_c . Utilizando A_m se determina que curva utilizar para calcular la intensidad de lluvia.

2.3 Revisión de las herramientas de estimación de lluvia desarrolladas en México

En esta sección se presenta una pequeña revisión de las herramientas que han sido implementadas en México, resaltan dos herramientas EPADIIG (Estimación de Precipitación Acumulada Diaria a partir de Imágenes Infrarrojas de GOES) y EPPrePMex (Estimador de P) ambas desarrolladas en el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA).

2.3.1 Estimación de Precipitación Acumulada Diaria a partir de Imágenes Infrarrojas de GOES (EPADIIG).

Rosengaus et al. (1993) presentan la calibración de un modelo de estimación de precipitación acumulada diaria a partir de imágenes IR del satélite GOES, en la que obtienen a partir de reportes de precipitación diaria acumulada una relación de tono de gris a lluvia. Emplean imágenes con intervalo de tiempo de 30 minutos, solo días que presentaban faltantes de menos de 2.5 horas fueron tomados en cuenta para el análisis. En el caso de los faltantes dentro del rango aceptado, se aplicó una interpolación lineal para reemplazar el valor de gris. La comparación entre los valores de gris de las imágenes y la precipitación se hizo en áreas de 20x24 km, que equivalen a 5x3 píxeles en la imagen de satélite.

Con un total de 9486 puntos de calibración presentan un diagrama en el que la dispersión es muy alta. Por lo anterior proponen el ajuste de diferentes rectas que contienen el 20, 30, 40, 50, 60, 70 y 80 por ciento de la totalidad de los puntos y proponen su utilización de la siguiente manera: Sabiendo que la lámina acumulada estimable es una variable aleatoria, se puede escoger una cierta probabilidad de que el estimado no sea rebasado por la realidad. Esta selección dependería de la aplicación que se le pretende dar a los resultados. Por ejemplo en el caso de la operación conservadora de vertedores de demasías de presas (para evitar inundaciones) se podría estimar con la recta de 80%; mientras que en una operación de obras hidráulicas, en el sentido de no desperdiciar agua de lluvia aprovechable posteriormente para riego, podría utilizarse la recta de 20%.

En 1994 Rosengaus presenta un nuevo esfuerzo por mejorar las estimaciones de lluvia de EPADIIG proponiendo una clasificación de imágenes de satélite de acuerdo a los siguientes parámetros fisiográficos: la altura sobre el nivel del mar del terreno, la latitud, la distancia mínima al mar y el acceso directo al aire húmedo marítimo. La propuesta incluye la generación de las herramientas computacionales para generar mascarillas para cada uno de estos parámetros en el mismo formato de las imágenes de satélite, permitiendo la intersección de los cuatro parámetros simultáneamente.

2.3.2 Estimación y Pronóstico de Precipitación Pluvial en México (EPPrePMex)

Esta herramienta inició su desarrollo con la intención de estimar precipitación relacionada con ciclones tropicales (Sánchez-Sesma, 1992) y desde entonces ha venido experimentando cambios importantes en su desarrollo y aplicación. Sánchez-Sesma (2000) presenta la herramienta en su etapa más moderna en la que se utiliza en forma operativa y haciendo estimaciones en tiempo real, incluyendo la utilización de datos de radar y de estaciones meteorológicas automáticas. Presenta también la evaluación de su operación y desempeño para el año de 1999 en donde muestra que la herramienta en general sobrestima la precipitación pero existen algunos puntos en los que los resultados son muy alentadores. La herramienta se mantiene en desarrollo continuo resaltando la excelente capacidad de automatización de procesos e incorporación de nuevas herramientas para seguirla complementando.

2.4 Descripción de la técnica convectiva estratiforme (Convective Stratiform Technique; CST)

Alder y Negri (1988) presentan una nueva técnica de estimación de lluvia basada en imágenes IR de satélite GOES, que nombraron *Convective Stratiform Technique* (CST). Presentan también una revisión de algunas otras técnicas y la comparación de los resultados obtenidos con cada una de ellas. Los resultados que arrojan las estimaciones hechas con CST mejoran en su mayoría a los

encontrados con las otras técnicas. La técnica se basa en la búsqueda de temperaturas mínimas relativas, el cálculo de un parámetro de pendiente con el cual se eligen los candidatos a ser tormentas. La intensidad de lluvia y el área de cobertura de la tormenta se asigna como una función de la temperatura a partir de los resultados de un modelo numérico unidimensional de nube. En las secciones siguientes se describe con detalle la técnica.

2.4.1 Determinación de candidatos a ser núcleos convectivos.

Utilizando una temperatura umbral de 253 K, el arreglo de temperaturas de la imagen GOES es analizado para encontrar la posición de los mínimos relativos (T_{\min}). Si estos mínimos están formados por más de un pixel, se utiliza la ubicación del centroide.

2.4.2 Cálculo del parámetro de pendiente

Con la intención de remover del análisis los mínimos que puedan corresponder a nubes cirrus muy delgadas que a pesar de ser altas y frías no son productoras de lluvia, se calcula un parámetro de pendiente para cada una de las T_{\min} . Este parámetro está definido como:

$$S = \bar{T}_{1-6} - T_{\min} \quad 2.5$$

donde \bar{T}_{1-6} es la temperatura promedio de los seis pixeles más cercanos al mínimo en las direcciones norte-sur y este-oeste. Si T_{\min} está localizada en (i,j) e i aumenta al este y j al sur entonces \bar{T}_{1-6} está dada por:

$$\bar{T}_{1-6} = (T_{1-2,j} + T_{1-1,j} + T_{1+1,j} + T_{1+2,j} + T_{1,j+1} + T_{1,j+2})/6 \quad 2.6$$

Es importante resaltar que el hecho de que aparezcan cuatro pixeles en la dirección este-oeste se debe a que la técnica fue diseñada para imágenes que tenían resolución de 4 km en esa dirección contra 8 km en la dirección norte-sur, formato que era el estándar en imágenes de los primeros satélites GOES.

2.4.3 Discriminación entre cirrus y tormentas convectivas

Utilizando datos de radar e imágenes de la banda visible Adler et al. (1988) establecieron una relación empírica entre nubes cirrus delgadas y actividad convectiva en el plano temperatura Vs. pendiente (figura 2.2). Si la T_{\min} y su parámetro de pendiente calculado con la ecuación 2.5 caen del lado izquierdo de la línea de discriminación entonces la ubicación de T_{\min} es clasificada como una tormenta convectiva. Los puntos que caen a la derecha de la línea son clasificados como cirrus delgados no productores de lluvia. Una pendiente grande implica un mínimo mejor definido relacionado con mayor actividad convectiva. La ecuación para la función lineal de discriminación está dada por (Panofsky et al, 1968).

$$Pendiente = 0.568(T_{\min} - 217) \quad 2.7$$

con T_{\min} en grados Kelvin

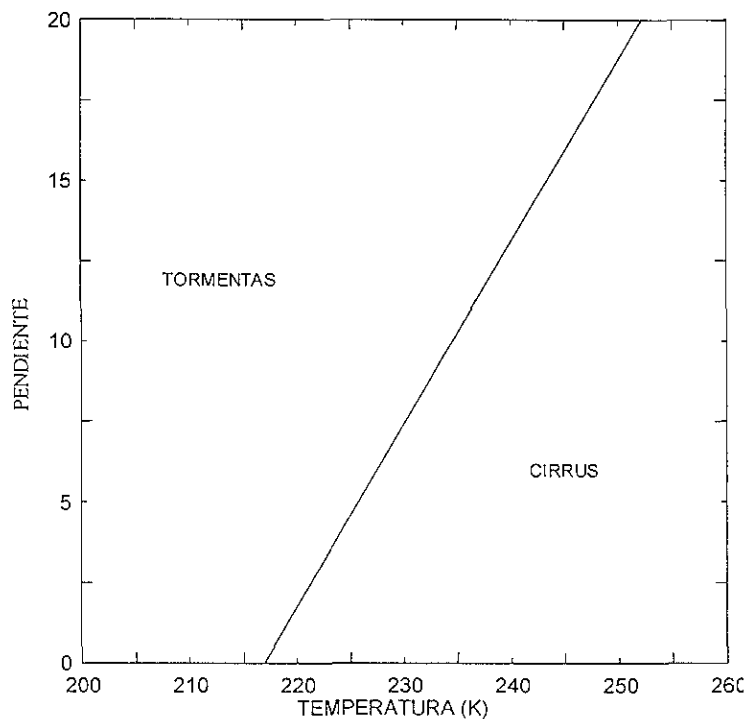


Figura 2.2. Curva de discriminación entre tormentas y cirrus

2.4.4 Corrección del campo de visión.

El satélite GOES tiene un campo de visión de aproximadamente 8 km, mientras el modelo de nube utilizado por Adler y Mack (1984) es representativo de una corriente ascendente de aproximadamente 1 km en la dimensión horizontal, para poder comparar los dos tipos de datos se aplica una corrección lineal empírica:

$$(T_{\min} - T_c) = 0.283T_{\min} - 56.6 \quad 2.8$$

donde T_c es la temperatura corregida y T_{\min} es la temperatura mínima para cada núcleo. Esta corrección se basa en una comparación de datos infrarrojos de GOES y TIROS-N AVHRR para toques de nube en tormentas.

2.4.5 Asignación de la intensidad y área de lluvia en la tormenta.

Una vez que la ubicación de la celda convectiva ha sido determinada, los parámetros de lluvia se definen basados en los resultados del modelo unidimensional de nube de Adler y Mack (1984). En ese estudio los máximos de intensidad de lluvia y de volumen fueron calculados a partir de una secuencia de corridas del modelo como función del máximo en la altura de la nube (o el mínimo en la temperatura de la nube). Es importante aclarar que las simulaciones hechas con este modelo corresponden a perfiles observados durante la estación de verano en el estado de Florida, Estados Unidos.

En la aplicación de la CST los resultados de Adler y Mack fueron modificados para utilizarse de la siguiente manera: El área de la tormenta convectiva (A_r) se asume que es cinco veces el área de la corriente ascendente simulada en el modelo:

$$A_r = 5\pi r^2 \quad 2.9$$

donde r es el radio de la corriente ascendente. La intensidad promedio de lluvia (R_{prom}) sobre el área de lluvia de la celda es:

$$R_{prom} = VRR / A_r \quad 2.10$$

donde VRR es el volumen instantáneo de lluvia calculado de los resultados encontrados en las corridas del modelo. Se obtiene un ajuste lineal entre la

temperatura corregida T_c y la intensidad promedio de lluvia R_{prom} calculados en las diferentes corridas del modelo aplicado a Florida.

$$R_{prom} = 74.89 - 0.266T_c \quad 2.11$$

y un ajuste similar pero log-lineal entre T_c y A_r arroja:

$$A_r = Exp(15.27 - 0.0465T_c) \quad 2.12$$

2.4.6 Asignación de la lluvia en el yunque estratiforme

Primero es necesario determinar una temperatura umbral T_s para con ésta identificar la región del yunque estratiforme. Como la temperatura umbral debe coincidir con la porción relativamente delgada de un yunque maduro, se calcula la temperatura moda (T_{moda}) en un área aproximada de 80 km por lado centrada en la ubicación de cada T_{min} cuyo parámetro de pendiente es mayor o igual a 4 y que ha pasado la prueba de discriminación entre cirrus y tormentas. Solo temperaturas menores a 253 K se incluyen en dicho cálculo, para evitar ruido proveniente de nubes bajas o del suelo. La temperatura umbral para el yunque estratiforme (T_s) se define como el promedio ponderado de las T_{moda} calculadas.

$$T_s = E[W_i T_{moda(i)}] \quad 2.13$$

donde $E[]$ es el valor esperado (o el promedio) y el peso W_i es el número de pixeles IR a la temperatura T_{moda} . Así pixeles IR con temperatura menor que T_s y que no hayan sido previamente asignados como lluvia convectiva serán asignados como lluvia estratiforme. En estos puntos la intensidad asignada es de 2 mm h^{-1} valor que según los autores coincide con las observaciones de que la lluvia estratiforme es aproximadamente un décimo de la lluvia convectiva promedio (en este caso 20 mm h^{-1}).

2.5 Implementación propia de la técnica convectiva estratiforme (Convective Stratiform Technique; CST)

A pesar de que la implementación de la CST se basó en el trabajo original de Adler y Negri (1988), fue necesario tomar algunas decisiones al momento de

generar el código computacional para aplicar dicha técnica a las imágenes IR del satélite GOES-8. A continuación se describen algunos de los problemas que se enfrentaron al implementar la técnica y las decisiones que fueron tomadas para resolverlos.

2.5.1 Resolución espacial de las imágenes

Existen algunas diferencias entre las imágenes que fueron empleadas para diseñar la CST y las imágenes empleadas en este trabajo. Básicamente las diferencias se relacionan con la resolución espacial de las imágenes. En el caso de las imágenes empleadas por Adler y Negri, la resolución nominal del sensor es de 8 km, sin embargo, por la forma en que el sensor hace el barrido en la dirección este-oeste, la imagen es guardada con un traslape, por lo que la resolución final de la imagen es 8 km en la dirección norte-sur y 4 km en la dirección este-oeste.

Con el fin de probar la técnica tal cual fue diseñada se decidió generar a partir de la imagen GOES-8 con resolución de 4 km en ambas direcciones una imagen degradada a 8x4 km emulando así a las imágenes empleadas en el diseño de la CST. Para emular la imagen de 8x4 km se utiliza un promedio pesado que involucra a 6 píxeles vecinos. El valor que se calcula alrededor de un píxel (i, j) es el siguiente:

$$IRBR(i, j) = 0.25G(i, j) + 0.25G(i, j-1) + 0.125G(i-1, j) + 0.125G(i-1, j-1) + 0.125G(i+1, j) + 0.125G(i+1, j-1) \quad 2.14$$

donde IRBR es el valor en nivel de gris que tendrá el nuevo píxel infrarrojo de baja resolución en la posición (i, j) , G es el valor de gris que pertenece a los píxeles en las diferentes posiciones (i, j) . La figura 2.3 ilustra la conversión de resoluciones en el inicio de una línea de píxeles por lo que aparece marcado un píxel que se pierde, esto pasa en ambos extremos de cada línea y el número de líneas en la imagen se reduce a la mitad.

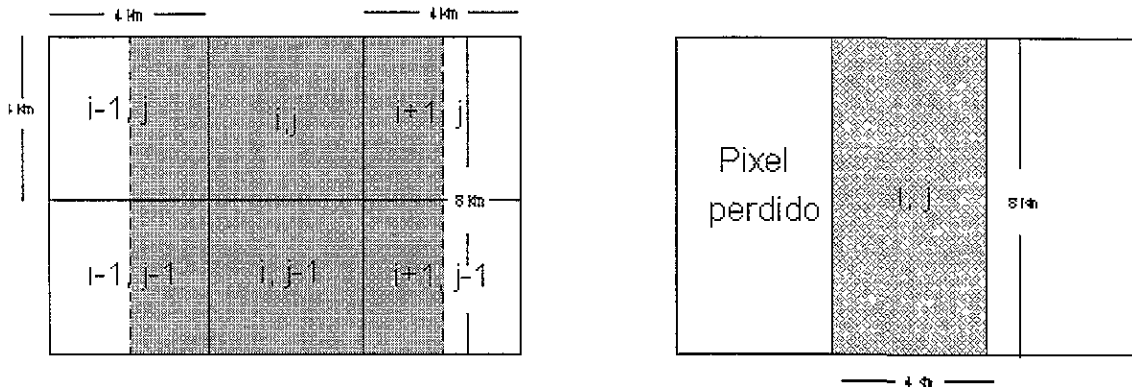


Figura 2.3. Emulación de una imagen con resolución de 8x4 km a partir de una con resolución de 4x4 km.

2.5.2 Georreferencia

Uno de los aspectos más importantes a considerar al estimar la lluvia basado en imágenes de satélite es la georreferencia. Es importante saber las coordenadas geográficas que corresponden a cada uno de los puntos en los que se estima lluvia para poder así comparar las estimaciones con datos medidos en tierra.

Para este fin existe toda una teoría que permite a partir de algunos datos proporcionados por el mismo satélite realizar los cálculos pertinentes para navegar una imagen. Esta información viene incluida en el archivo en crudo que transmite el satélite pero la estación de adquisición de imágenes de donde provienen las que se emplearon en este trabajo (IMTA), no captura dicha información.

Debido a lo anterior ha sido necesario implementar un método de georreferencia que utilice la información que las imágenes del IMTA contienen. Esta información consiste en una mascarilla sobrepuesta por la NOAA a la imagen que presenta las líneas de meridianos y paralelos cada cinco grados, así como el contorno del territorio nacional. El método se describe a continuación en forma breve y puede ser revisado con mayor detalle en Sosa-Chiñas (1992).

El método utiliza los vértices de la malla de coordenadas como puntos de referencia, pues en ellos se conocen tanto las coordenadas de imagen (i, j) como las coordenadas geográficas (latitud, longitud). Posteriormente, utilizando la geometría del problema, es posible obtener las relaciones que permiten hacer transformaciones de un sistema de coordenadas al otro. Esta transformación no es directa pues depende de la posición del satélite. Específicamente el ángulo entre la línea que conecta al satélite con la superficie de la tierra y la línea normal al plano tangente a la superficie, es importante para establecer el grado de deformación en la imagen.

El sistema de coordenadas es Cartesiano, con el origen ubicado en el centro de la tierra, el eje Z orientado hacia el satélite, el Y al norte y el X perpendicular a ambos. En la figura 2.4 se muestran tanto el sistema cartesiano como la representación clásica del punto P en coordenadas polares (r, φ, Δλ), donde φ es la latitud, Δλ es la desviación de la longitud con respecto a la del satélite.

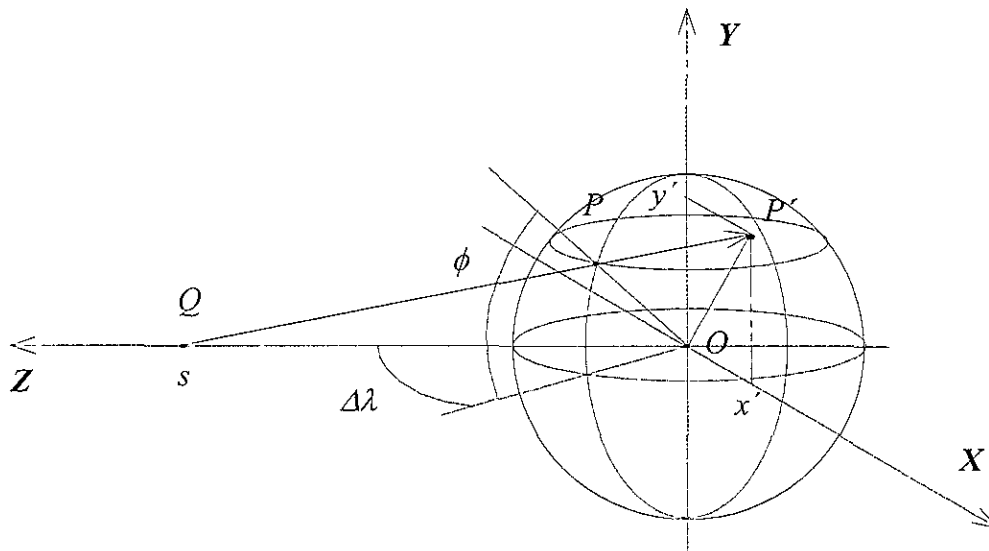


Figura 2.4 . Geometría del problema de georreferencia (tomado de Sosa-Chiñas, 1992)

El punto P puede ser mapeado a P' en el plano cartesiano (X₀, Y₀) como:

$$X_0 = \frac{R \cos \phi \sin \Delta \lambda}{1 - (R/D) \cos \phi \cos \Delta \lambda}, \quad Y_0 = \frac{R \sin \phi}{1 - (R/D) \cos \phi \cos \Delta \lambda} \quad 2.15$$

Donde R es el radio de la tierra y D la distancia desde el centro de la tierra hasta el satélite. Las coordenadas de imagen están definidas como:

$$\begin{aligned} i &= P_x + K_x X_0 \\ j &= P_y + K_y Y_0 \end{aligned} \quad 2.16$$

Aquí el factor $\mathbf{P}=(P_x, P_y)$ es una medida del desplazamiento del origen y $\mathbf{K}=(K_x, K_y)$ es un factor de escala.

Es necesario calcular los valores de \mathbf{P} y \mathbf{K} en los puntos de referencia, donde los dos tipos de coordenadas son conocidas. Con dos parámetros por obtener en cada dirección dos puntos de referencia serían suficientes, pero para reducir el error es mejor utilizar cuantos puntos sea posible en una regresión lineal.

Una vez conocidos \mathbf{P} y \mathbf{K} es posible obtener las coordenadas geográficas (φ, λ) a partir de las de imagen (i, j) para cada pixel. Se obtienen los valores de X_0 y Y_0 de las ecuaciones 2.16 y después φ y $\Delta\lambda$ de las ecuaciones 2.15. De 2.15 se puede ver que el cálculo no es directo por lo que se hace necesario resolver el siguiente juego de ecuaciones:

$$\frac{x}{X_0} = -\frac{z-D}{D} \quad 2.17$$

$$\frac{y}{Y_0} = -\frac{z-D}{D} \quad 2.18$$

$$z = \frac{-\beta + \sqrt{\beta^2 - 4\alpha\gamma}}{2\alpha} \quad 2.19$$

donde $\alpha = 1 + \frac{a^2}{D^2}$, $\beta = -2\frac{a^2}{D}$, $\gamma = a^2 - R^2$ y $a^2 = X_0^2 + Y_0^2$.

Dado un valor de z en el punto de interés y obteniendo x e y de las ecuaciones 2.17 y 2.18 es posible obtener las coordenadas geográficas aplicando las siguientes ecuaciones:

$$\Delta\lambda = \arctan\frac{x}{z} \quad 2.20$$

$$\phi = \arcsin\frac{y}{R} \quad 2.21$$

$$\lambda = \lambda_{sat} + \Delta\lambda, \quad 2.22$$

donde λ_{sat} es la longitud del satélite.

2.6 Estructura del código computacional

En términos computacionales una imagen de satélite no es más que una matriz de $n \times m$ elementos, frecuentemente de un byte cada uno, es por esto que cada elemento puede tener un valor que se encuentra entre 0 y 255. Entonces el primer paso en el programa computacional que implementa la técnica CST es cargar en memoria cada uno de los elementos de dicha matriz. Esto permite desplazarse sobre la imagen al variar dentro de ciclos anidados los índices que indican el número de columna y el de renglón en la imagen. En la figura 2.5 se presenta una esquematización de los píxeles en una imagen de satélite, así como la convención que se utiliza en este caso para la ubicación del origen en la imagen y el manejo de los índices. Es importante observar que el origen de la imagen se encuentra en la esquina inferior izquierda, contrario a lo más común en computo que es utilizar como origen la esquina superior izquierda.

Una vez con la imagen cargada en memoria y conociendo la forma de desplazarse sobre ella es posible producir la imagen de menor resolución que se describe en la sección 2.5.1. Es importante resaltar en este punto que debido a la mascarilla de meridianos y paralelos que las imágenes del sistema Galileo-IMTA presentan, se deben tomar en cuenta las diferentes posibilidades en que

estos puntos de malla pueden aparecer al hacer el cálculo de los píxeles de 8x4 km. Esto se debe a que el sistema para sobreponer dicha malla cambia el valor de gris que el píxel originalmente presenta, por el valor 252. Es decir que en estas imágenes todos los píxeles que representan un punto de malla o contorno de la república tienen el valor de 252. Es por esto que no deben ser tomados en cuenta al momento de realizar el promedio ponderado con el que se calcula el valor de gris del píxel de baja resolución. El siguiente paso es hacer la transformación de nivel de gris a temperatura, para lo que se utiliza la conversión estándar. El resultado de la degradación arroja una imagen con un número de renglones de la mitad de la original, además de perderse las dos columnas que corresponden a los extremos de la imagen.

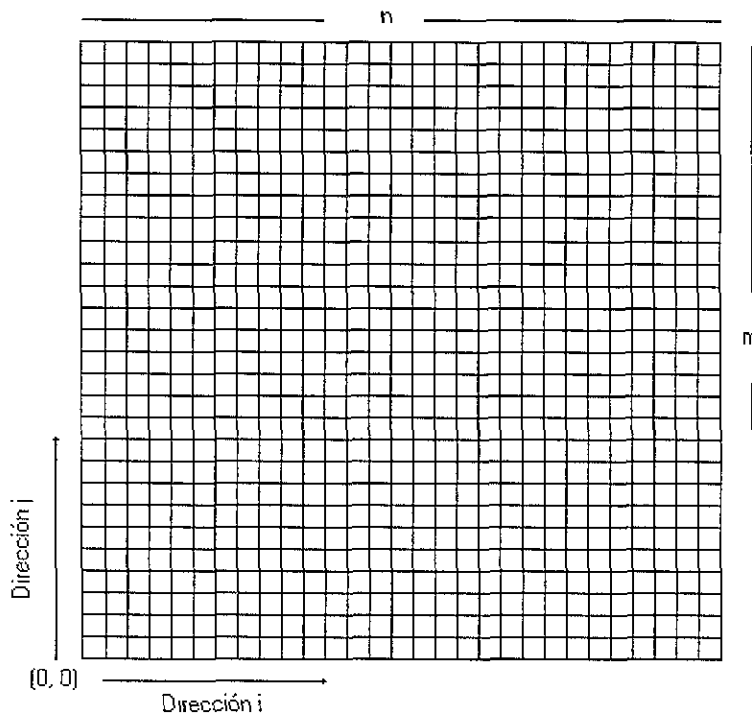


Figura 2.5 . Representación esquemática de una imagen de satélite.

A continuación se hace la búsqueda de los mínimos relativos comparando a cada píxel en la posición (i, j) , que tiene una temperatura menor a 253 K, con todos los píxeles que lo rodean ($[i-1, j+1]$, $[i, j+1]$, $[i+1, j+1]$, $[i-1, j]$, $[i+1, j]$, $[i-1, j-1]$, $[i, j-1]$, $[i+1, j-1]$). Si la temperatura del píxel en (i, j) es menor que la de todos los

demás, su posición y valor de temperatura son guardados en un archivo ya que, este píxel es un candidato a ser una tormenta convectiva.

Uno de los problemas computacionalmente no trivial es el de encontrar mínimos relativos formados por más de un píxel, pues esto involucra una gran cantidad de decisiones a tomar, debido a las diferentes posibilidades que se presentan. En la figura 2.6 se presenta un esquema de lo que los autores de la CST llaman un mínimo relativo formado por más de un píxel y que en adelante en este trabajo será referido como “mancha”. La figura representa el caso en que todos los píxeles que aparecen en gris oscuro tienen la misma temperatura, formando una mancha de ocho píxeles que además son más fríos que todos los píxeles que están en contacto con ellos (en gris claro). Nótese que se considera continuidad con los píxeles en diagonal.

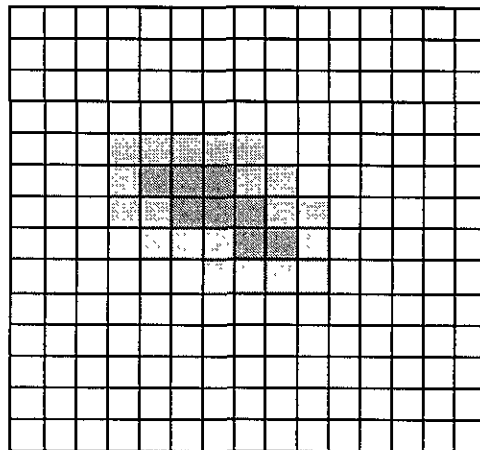


Figura 2.6 . Representación esquemática de un mínimo relativo formado por más de un píxel (mancha).

En general el algoritmo primero detecta las manchas recorriendo la imagen de izquierda a derecha y de arriba hacia abajo asumiendo que en la primera línea de la imagen las manchas solo pueden crecer hacia abajo. Se buscan píxeles con valores menores a 253 K y que tengan alguno de sus vecinos con la misma temperatura pero solo adelante o abajo de él, como se muestra en la figura 2.7.

de la mancha como la posición de este mínimo y de aquí en adelante estas posiciones son tratadas exactamente igual que las que corresponden a mínimos formados por un solo pixel.

En el cálculo del centroide se aplican condiciones para evitar algún tipo de sesgo. Por ejemplo, en el caso en que un mínimo esta formado por sólo dos pixeles, el centroide es el punto exactamente a la mitad entre ellos, por lo que se tiene que asignar la posición a alguno de los dos. Esto se resuelve asignando en forma aleatoria a alguno de ellos. En general la posición que se asigna sólo puede ser un número entero, por lo que se redondea al entero más cercano. También es posible encontrar algunas manchas cuya geometría implica que su centroide está fuera de ellas, esto no tiene ningún sentido físico, por lo tanto el programa incluye una subrutina que verifica que el pixel que se asigna como centroide de la mancha pertenezca a ella. En la figura 2.8 se presenta el ejemplo de una mancha (pixeles en gris) cuya geometría implica que su centroide se encuentra fuera de ella (pixel obscuro).

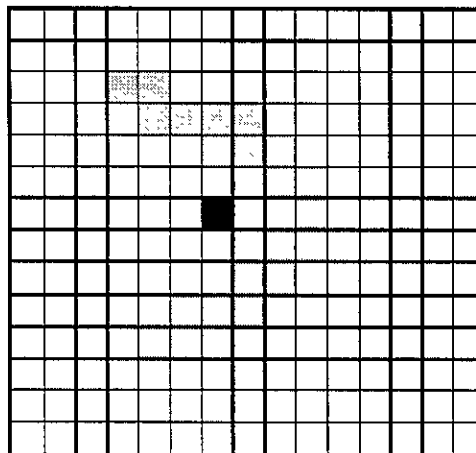


Figura 2.8 . Mancha con centroide externo a ella.

El proceso antes descrito es el que mayor tiempo de cómputo requiere y hace que el programa sea sumamente lento. Por este motivo se hizo un pequeño análisis de qué tan frecuentemente aparecen estas manchas y cuántas de ellas realmente son mínimos. Los resultados demostraron que en general las

manchas más frecuentes están formadas sólo por dos o tres píxeles pero en algunas ocasiones se encontraron manchas formadas hasta por 30 píxeles. Aproximadamente el 50% de los mínimos totales provienen de manchas y varios de ellos pasan la prueba de discriminación y son asignados como tormentas convectivas. Por lo anterior resulta de gran importancia mantener esta parte en el programa a pesar del tiempo de cómputo que requiere.

Una vez resuelto el problema de la búsqueda de mínimos relativos se hacen los cálculos del parámetro de pendiente descrito en la sección 2.4.2. Se evalúa cómo es este parámetro con respecto a la recta de discriminación y se decide cuáles de estos mínimos son una tormenta convectiva y además cuáles de ellas presentan yunque estratiforme asociado. En este punto se hace una separación entre lluvia convectiva y lluvia estratiforme.

Para la lluvia convectiva se calculan la intensidad de lluvia y el área como se describe en la sección 2.4.5 y el programa contiene una subrutina que recibe el valor de área en km^2 y la intensidad de lluvia en mm h^{-1} como argumentos de entrada, asignando la intensidad de lluvia en una espiral que inicia con el píxel en la posición $(i+1, j)$ y gira en sentido de las manecillas del reloj tantos píxeles como sea necesario para cubrir el área calculada. En la figura 2.9 se presenta un ejemplo de la asignación del área de lluvia en el caso en que ésta ocupa 22 píxeles, la flecha indica el orden en que estos píxeles fueron asignados a partir del mínimo relativo (píxel oscuro).

Por su parte la asignación de lluvia estratiforme requiere, según la técnica, del cálculo de la temperatura moda (T_{moda}) en un área de aproximadamente 80 Km por lado, centrada en la posición del píxel que es el mínimo. Este caso tiene varias implicaciones y algunas otras decisiones tuvieron que ser tomadas. Para cubrir el área de $6,400 \text{ km}^2$ se utiliza la posición (i, j) de cada mínimo como centro, posteriormente sumando y restando 10 posiciones en cada dirección se forma un cuadro de 21×21 píxeles ($84 \times 84 \text{ km}$ aproximadamente) que tiene su

esquina superior izquierda en la posición $(i-10, j+10)$ y su esquina inferior derecha en $(i+10, j-10)$. Para poder hacer esto en cada imagen que se procesa es necesario dejar una banda de 10 píxeles de ancho alrededor de la imagen, de modo que la búsqueda de mínimos no incluye esa banda y todos los que se localizan tendrán la posibilidad de tener su área asociada para el cálculo de T_{moda} . Posteriormente todos los píxeles que tienen una temperatura menor o igual que T_{moda} y que no han sido previamente asignados como lluvia convectiva, son asignados como lluvia estratiforme con una intensidad de lluvia de 2 mm h^{-1} .

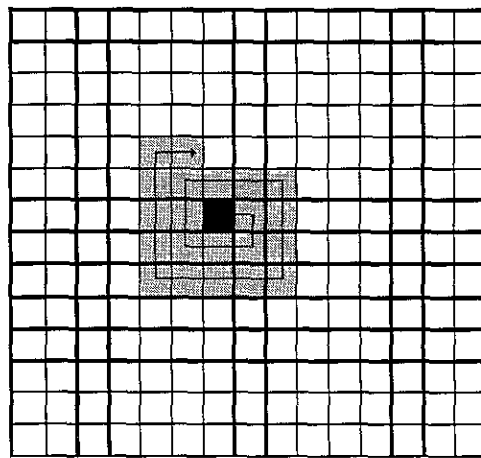


Figura 2.9 . Área de lluvia asignada en forma de espiral a partir del mínimo relativo.

Finalmente el programa regresa la imagen a su resolución original guardándola en un nuevo archivo con las mismas características que el de la imagen original pero con los valores de lluvia calculados para cada píxel. La cantidad de lluvia que se calculó para el píxel de $8 \times 4 \text{ km}$ se asigna a los dos píxeles que éste involucra en la resolución de $4 \times 4 \text{ km}$.

En particular para este trabajo el programa fue adaptado para correr con imágenes de 240×240 píxeles que corresponden a un recorte sobre la región noroeste del país. Acepta como argumento de entrada el nombre de la imagen que se va a procesar por lo que puede ser corrido en múltiples ocasiones en un archivo batch. Tiene la opción de correr presentando gráficamente todo el

proceso o se puede solicitar que corra sin interacción gráfica lo que permite que la corrida sea ligeramente más rápida. El código está escrito en lenguaje C y fue compilado en la versión 3.0 de Turbo C++ de Borland International, Inc. para MS-DOS. El código fuente puede consultarse en el apéndice A.

Capítulo 3

Evaluación de la CST en la región noroeste de México

Como se describe en la sección 1.4, uno de los objetivos principales en este trabajo es el de aplicar la técnica de estimación de lluvia basada en datos de satélite, a la región noroeste de México. Esta región se caracteriza por una temporada de lluvias cuyo inicio se marca muy claramente durante la época de verano y que por su similitud en las características de su formación con el fenómeno conocido como monzón en la India se ha denominado el Monzón de Norte América o el Monzón Mexicano (Douglas et al. 1992).

3.1 Descripción del área de estudio

Según Lankford (1977) es posible considerar cuatro secciones bien definidas en el litoral del océano Pacífico, teniendo en cuenta sus características como resultado de los diversos procesos que han intervenido en su morfología actual. Para el presente trabajo las zonas de interés son las que aparecen en la figura 3.1 como A, B y C.

La región A comprende las costas del Pacífico de la península de Baja California, desde la frontera con los Estados Unidos hasta Cabo San Lucas. Sus principales características geomorfológicas son las siguientes: línea de costa con relieve entre intermedio y alto, poco derrame de agua, muchos valles secos con pequeñas cuencas. El clima de la costa y la montaña es seco y árido; en el norte, la precipitación ocurre en invierno; en el sur durante el verano. Las lluvias aumentan con la altitud.

La región B comprende el litoral interior de la península de Baja California, desde el paralelo 32 hasta Cabo San Lucas. Esta región muestra usualmente un frente montañoso de muy alto relieve, planicies costeras angostas y abruptas en los extremos norte y sur, un derrame de agua extremadamente escaso y muchos cañones escarpados. El clima tanto costero como montañoso, es árido. La

precipitación aparece en el norte en invierno, mientras que en el sur lo hace en verano; también aquí se incrementan las lluvias con la altitud. Los escurrimientos son raros excepto en el Río Colorado.

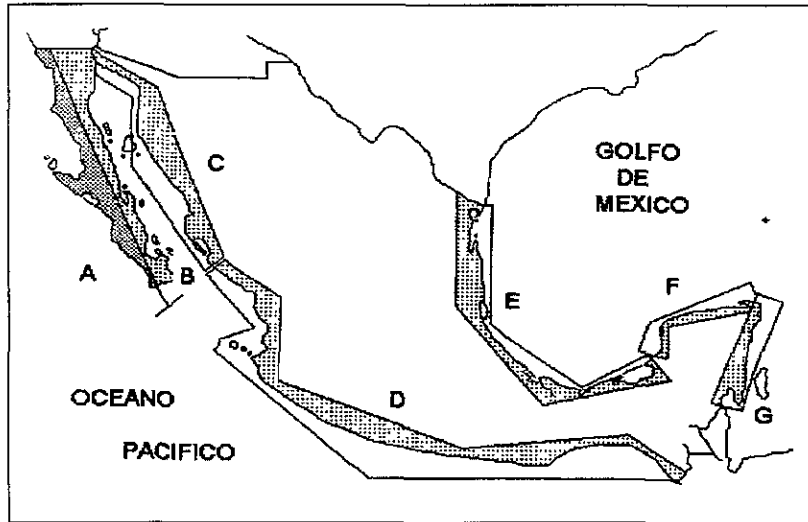


Figura 3.1. Regiones de la república Mexicana según Lankford (1977)

La región C comprende las costas continentales del Golfo de California, desde el Río Colorado hasta Mazatlán. Se señala por un relieve costero que va de intermedio a alto, por planicies costeras angostas o anchas y por un derrame limitado de agua. Abundan los ríos con pequeñas cuencas de drenaje. Tanto en las costas como en las montañas el clima es árido en el norte y semiárido en el sur, por lo que los ríos de volumen pequeño, intermedio, mayor y de flujo estacional llegan a secarse.

La región noroeste de México se caracteriza también por la presencia de la Sierra Madre Occidental (SMO), que se extiende por más de 1100 km desde la frontera con los Estados Unidos hasta Guadalajara por la parte noroeste de la República Mexicana. Presenta altitudes de hasta 3500 m formando el margen oeste de la meseta central. Destacan en ella la presencia del Río Fuerte y el Río Grande de Santiago. Se separa del Golfo de California por planicies costeras y en su región más al noroeste por el desierto de Sonora. La ciudad de Chihuahua

se encuentra en el margen noreste de la sierra, Mazatlán en el flanco costero y Durango en el margen este de su parte central. En la figura 3.2 se presenta un mapa con la topografía de la zona.

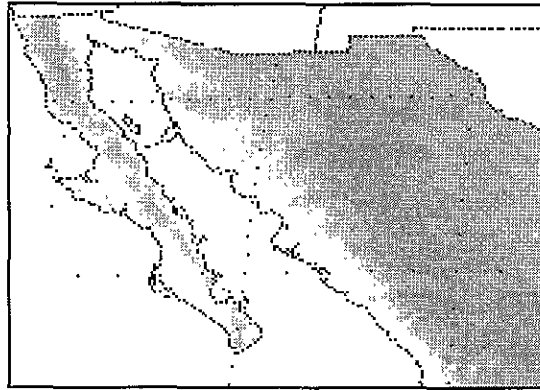


Figura 3.2. Mapa topográfico de la región noroeste de la República Mexicana

3.2 El Monzón Mexicano

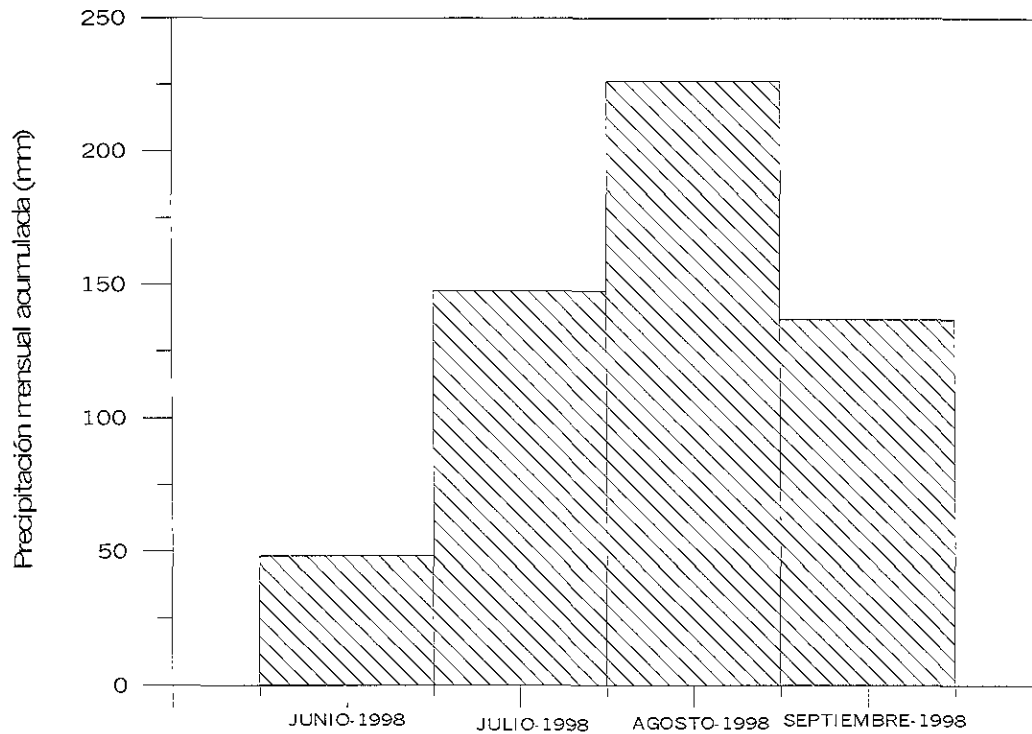
El monzón mexicano en el verano es una de las señales climáticas estacionales más grandes en Norte América. Durante los meses de julio, agosto y septiembre el suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México experimentan un cambio dramático en las direcciones del perfil vertical del viento en la atmósfera baja, durante el cual los vientos cambian de fuertes noroestes a sures e incluso a surestes sobre el Golfo de California y el suroeste de los Estados Unidos. Esto coincide con los picos estacionales de intensidades de lluvia; durante estos meses el noroeste de México recibe aproximadamente el 80% de su lluvia anual y aproximadamente la mitad de la precipitación de Arizona es también recibida durante esta época.

El término Monzón Mexicano fue empleado por Douglas et al. (1992) en analogía al conocido Monzón Asiático por diferentes razones. Los histogramas mensuales promedio de lluvia y temperatura de la mayoría de las estaciones en el noroeste de México, similares a las del suroeste de Arizona, presentan la mayoría de la lluvia anual durante periodos cortos (de dos a cuatro meses) y con

las temperaturas superficiales más altas justo antes del inicio de las lluvias. También existe una inversión estacional de los vientos en superficie sobre algunas áreas afectadas por el Monzón Mexicano, especialmente sobre el Golfo de California.

En el mismo trabajo presentan el cálculo de la extensión geográfica del Monzón utilizando lo que llamaron *Monsoonal Index* (MI) que se define como la razón entre la lluvia precipitada durante los meses de julio a septiembre y la lluvia promedio anual. Los resultados de este análisis muestran que la zona con MI altos corresponde a las planicies costeras al sur de Sonora y al norte de Sinaloa que rodean al Golfo de California con valores entre 70 y 80% y los valores máximos de MI se extienden a lo largo de la SMO. De cualquier forma los MI no contienen información sobre la precipitación absoluta asociada al monzón, pero los autores muestran, a partir de información tomada del *Climatic Atlas of North and Central America* editado por la organización meteorológica mundial (*World Meteorological Organization*, 1995), que la mayor precipitación en julio ocurre al oeste de la cima de la SMO con acumulados desde 50 mm en Arizona hasta más de 250 mm en Sinaloa.

Al analizar las fechas en las que el monzón se establece se encontró que en el noroeste el cambio más drástico en la precipitación aparece entre los meses de junio y julio. El incremento más dramático de la lluvia se da sobre las pendientes y en las faldas del flanco oeste de la SMO, donde algunas estaciones registran incrementos de más de 200 mm entre junio y julio. Existe también un rápido decremento en el cambio de la lluvia al analizar los datos en el eje normal a la SMO. En la figura 3.3 se muestra la evolución de la precipitación mensual acumulada, en la estación Choix, Sonora (en 108.28° de longitud oeste y 26.72° de latitud norte) para los meses de junio a septiembre de 1998. La estación se encuentra en el flanco oeste de la Sierra Madre Occidental y se aprecia el cambio más pronunciado entre junio y julio.



**Figura 3.3. Precipitación mensual acumulada, estación Choix, Sonora.
Junio a septiembre de 1998.**

3.3 Bases de datos empleadas

3.3.1 Base de datos de imágenes GOES

La base de datos de imágenes de satélite empleada en este trabajo proviene del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) en donde se adquieren imágenes con el sistema Galileo de la compañía *Information Processing System of California Inc.* (IPS). El sistema IMTA-Galileo permite al administrador seleccionar un sector del globo para ser grabado. El sector utilizado aquí cubre el territorio nacional completo incluyendo una buena parte de los mares territoriales. Además, las imágenes cuentan con una mascarilla de meridianos, paralelos y el contorno de la república que es sobrepuesta por la NOAA en su primera recepción de la imagen, cuenta también con un etiquetado que contiene información sobre la fecha, hora, banda y satélite con que la imagen fue tomada.

En este sistema se reciben tres tipos de imágenes que se conocen como visibles, infrarrojas y de vapor de agua (VI, IR y WV respectivamente). Las imágenes que se emplearon en este trabajo son exclusivamente las IR y corresponden a la longitud de onda entre 10.2 y 11.2 μm , con 4 km de resolución espacial en el punto subsatélite. Los archivos son tipo raster de un byte por pixel, de 750 columnas por 512 renglones, produciendo archivos de 384 kb. En la figura 3.4 se muestra una imagen típica del sistema IMTA-Galileo.

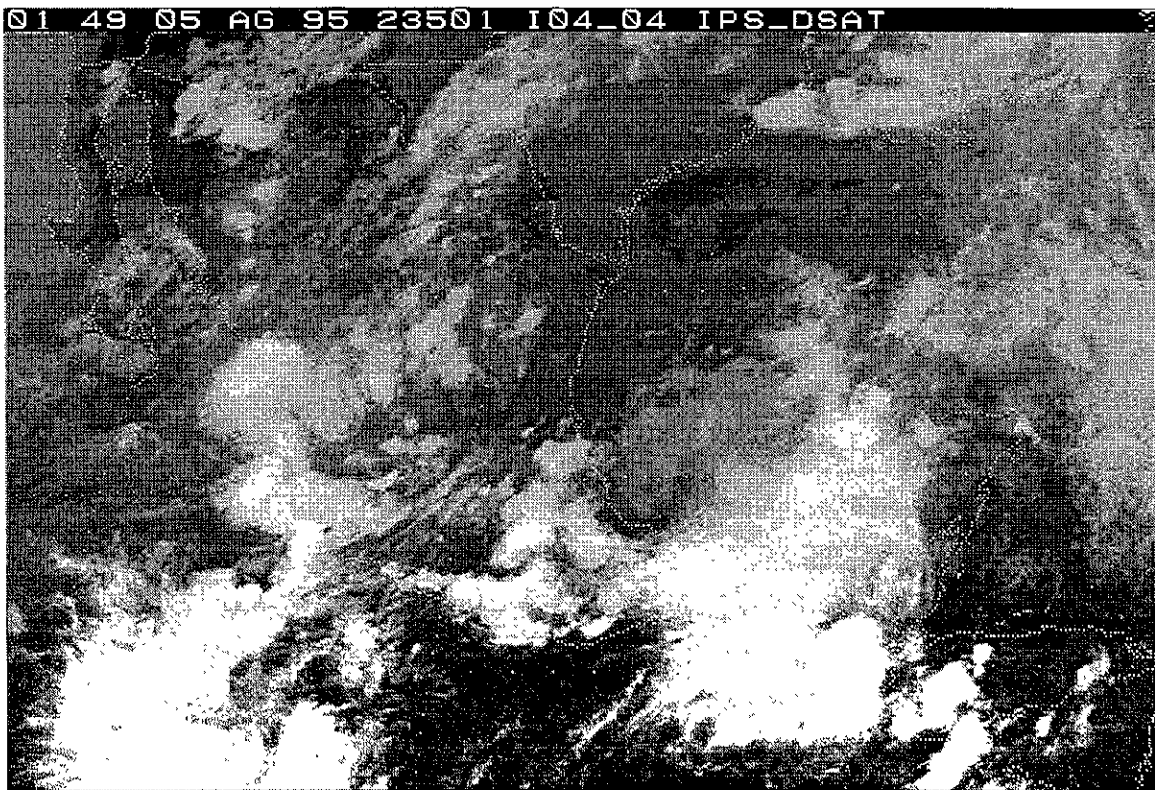


Figura 3.4. Imagen IR típica recibida en el sistema de adquisición IMTA-Galileo.

La frecuencia con que estas imágenes son recibidas es de 30 minutos por lo que se cuenta con 48 imágenes por día. Se generó una sub-imagen a partir de cada una de las imágenes originales, la cual conserva parte del etiquetado y la malla sobrepuesta. El recorte es de 240x240 píxeles y como se muestra en la figura 3.5 se centra en la región noroeste de la República Mexicana.

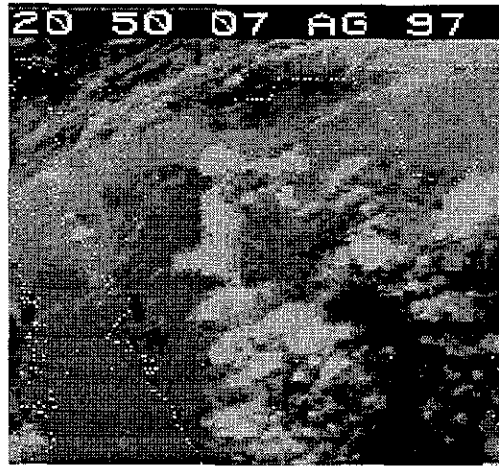


Figura 3.5. Sub-imagen IR centrada sobre la región noroeste de México.

3.3.2 Base de datos de mediciones en superficie

Los datos en superficie fueron proporcionados por la gerencia del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de la Comisión Nacional del Agua (CNA) y corresponden a las estaciones climatológicas de los estados de Sonora, Sinaloa, Baja California, Baja California Sur y Chihuahua. Son reportes diarios y el número de estaciones es variable en el tiempo pero en promedio son 110 estaciones. Para hacer el análisis fue necesario depurar la base de datos dado que no todas las estaciones reportan información en el período de estudio. En la figura 3.6 se muestra un mapa con la distribución de las estaciones utilizadas en este trabajo.

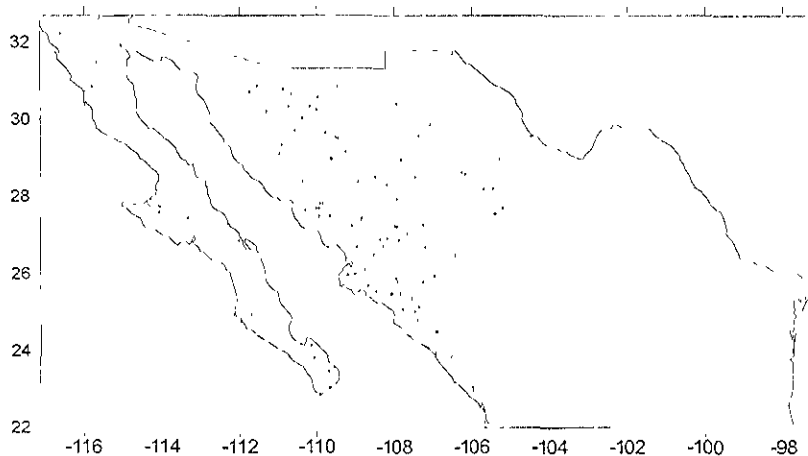


Figura 3.6. Mapa con la ubicación de las estaciones del SMN en superficie.

3.4 Comparación entre las mediciones en tierra y las estimaciones de lluvia

Con la intención de evaluar la calidad de las estimaciones se hicieron comparaciones entre los resultados obtenidos al aplicar la técnica a partir de imágenes satelitales y las mediciones reportadas en tierra. Las imágenes que se emplearon en la evaluación corresponden a los meses de junio a septiembre de 1998 y sólo se realizó para 33 días, esto limitado por la coincidencia entre la base de datos de superficie y la de satélite. Debido a que los datos en superficie corresponden a los acumulados diarios solo se emplearon en la evaluación días con las 48 imágenes completas. Algunos ajustes fueron necesarios para poder comparar los dos tipos de datos.

3.4.1 Ajuste de la resolución temporal

Como se mencionó con anterioridad, las estimaciones de lluvia se aplicaron a imágenes con un Δt de 30 minutos, pero para poderlas comparar con los datos en tierra fue necesario hacer un acumulado de la lluvia en el mismo lapso de tiempo. Por lo tanto se tomaron las 48 imágenes que corresponden a las 24 horas de acumulación en los reportes terrestres (tradicionalmente a las 8 AM en tiempo local). Se calculó la lluvia para cada una de las 48 imágenes aplicando CST y luego se generó una sola imagen con el acumulado de la lluvia.

Para generar la imagen de 24 hrs de precipitación acumulada, fue necesario revisar que cada una de las imágenes tuviera correspondencia pixel a pixel con la anterior, por lo que se verificó la georreferencia para cada una de las imágenes. Sólo se tomaron en cuenta días en los que las 48 imágenes cumplieron con la correspondencia pixel a pixel.

3.4.2 Red de pluviógrafos y resolución espacial.

En el caso de la calibración de cualquier instrumento se debe contar con otro más preciso (Shenck, 1979). El problema en este caso es más complejo ya que las mediciones en superficie son también un estimado de la realidad y tienen sus propios problemas.

Para visualizar en forma más clara los problemas asociados a una red de pluviógrafos se plantea una red hipotética distribuida en una malla regular con una distancia entre nodos de 35 km en ambas direcciones. Se considera además que la distribución de las tormentas es aleatoria sobre toda el área. Si se asume la presencia de una tormenta con radio de 5 km, es posible calcular la probabilidad que existe de que dicha red de pluviógrafos registre la presencia de la tormenta. En la figura 3.7 se esquematiza el problema de la red de pluviógrafos, las áreas que aparecen en blanco representan aquellas que son sensibles a la presencia de una tormenta, es decir cualquier tormenta de 5km de radio cuyo centro caiga dentro del área blanca será registrada por alguno de los pluviógrafos ubicados en los vértices del cuadro. El resto del área, la que aparece sombreada, representa la zona en la red de pluviógrafos que no es sensible a la presencia de una tormenta de 5km de radio.

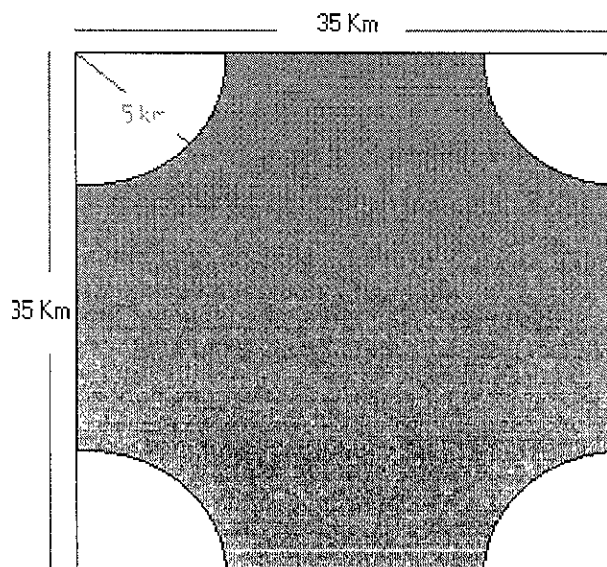


Figura 3.7. Representación de un cuadro de la red hipotética de pluviógrafos.

Es decir, la probabilidad de que una tormenta de 5 km de radio sea detectada por la red de pluviógrafos se escribe como:

$$P_{lluvia} = \left(\frac{\pi(5km)^2}{(35km)(35km)} \right) = 6\%$$

lo que quiere decir que 94% de las veces que ocurra una situación similar a ésta la red no detectará a la tormenta. Esto se puede escribir en forma general como:

$$P_{\text{luzvia}} = \left(\frac{\pi r^2}{D_x * D_y} \right)^n \quad 3.1$$

donde "n" es el número de tormentas en cada evento y P_{luzvia} es la probabilidad de que la red de pluviógrafos detecte a todas las "n" tormentas, es por esto que la P_{luzvia} disminuye conforme aumenta el número de tormentas.

De este caso hipotético es posible entender la complejidad del problema ya que en la realidad la estructura de las tormentas no es uniforme, la distancia entre las estaciones de medición es mucho más grande e irregular y los tamaños de las tormentas pueden tener altas variaciones. Esto muestra las limitantes que deben ser aceptadas al calibrar cualquier técnica de estimación de lluvia. En particular, aunque la técnica estuviera estimando la lluvia a la perfección, esto no podría ser claramente visualizado al comparar con las mediciones en tierra.

3.4.2.1 Cálculo de una probabilidad más cercana a la realidad.

Con la intención de presentar una estimación mas cercana a la realidad sobre la probabilidad que tiene la red de pluviógrafos de detectar la presencia de una tormenta que ocurre en la zona se presenta el siguiente ejercicio. A partir de las coordenadas de cada una de las estaciones se calculó la distancia a la que se encontraba la estación más cercana para cada caso, con este dato se calculó la distancia mínima promedio que es de 26.85 Km. Por otra parte utilizando las imágenes de satélite y aplicando la CST se obtiene el área promedio de cobertura que presentan las tormentas en la zona, con esto fue posible calcular el radio promedio de las tormentas en la zona (7.92 Km). Aplicando estos dos valores en la expresión 3.1 es posible calcular la probabilidad de que la red de estaciones que se muestra en la figura 3.6 detecte una tormenta con un radio de 7.92 km, el valor calculado es 27%. Cabe mencionar que el cálculo de la distancia mínima promedio presentó una desviación estándar de 24.73 Km.

Otra de las incógnitas que surge al hacer comparaciones entre estimaciones de satélite y datos pluviográficos tiene que ver con las diferencias de escala espacial, es decir el punto mínimo en una imagen de satélite será la representación de lo que en promedio ocurre con la lluvia en un área de aproximadamente 16 km^2 mientras que la medición del pluviógrafo es representativa solo de un área circular de aproximadamente 20 cm de diámetro, una diferencia de escala del orden de 5×10^8 . Por la anterior surge una pregunta a resolver: ¿cuál es la forma correcta de comparar estas dos mediciones?

Existen varias posturas al respecto de este problema y diferentes autores han aplicado diferentes criterios que van desde comparar directamente los valores medidos por el pluviógrafo contra el pixel que incluye su posición geográfica, hasta comparar en una vecindad preestablecida (por ejemplo de 9 pixeles) el valor del pixel que más se asemeja al valor del pluviógrafo. Rosengaus et al. (1993) presentan una comparación entre lo que llaman "macropixeles" que son áreas de $20 \times 24 \text{ km}$. Los macropixeles son obtenidos para el caso de las imágenes como el valor promedio en áreas formadas por 15 pixeles y en el caso de los pluviógrafos se obtiene el valor promedio para el área de $20 \times 24 \text{ km}$ a partir de mapas de isoyetas. Esta forma de comparación podría ser la ideal siempre y cuando se contara con más de un pluviógrafo en el área que ocupa dicho macropixel. En resumen esta sigue siendo una pregunta sin responder por lo que para este trabajo se decidió utilizar tres tipos de comparaciones: 1) comparación entre mapas de isoyetas, 2) comparación punto a punto y 3) comparación de un punto contra el promedio de 9 pixeles centrados en el pixel cuya ubicación coincide con el punto en tierra.

3.4.2.2 Comparación entre mapas de isoyetas

En este tipo de comparación se generó un mapa de isoyetas para cada día con los datos en superficie, aplicando el método Kriging de interpolación. En este cálculo, solo se emplearon las estaciones que presentaron reporte para el día en cuestión, colocando en cada mapa la ubicación de las mismas. En el caso de las

estimaciones de satélite, a partir de la imagen de lluvia acumulada en 24 horas y utilizando la información de la georreferencia se generó un archivo (x, y, z). Las columnas en dicho archivo contienen la información de las coordenadas de longitud y latitud, además de la precipitación acumulada en 24 hrs para cada pixel que forma parte de la imagen. Este archivo fue interpolado utilizando el mismo método, tamaño de dominio y puntos de malla, con los que se generaron los mapas de isoyetas para el caso de los datos en superficie.

Con los dos mapas generados fue posible calcular un mapa del error en la estimación (lluvia estimada menos lluvia medida) con el que se puede apreciar la distribución espacial del error para los diferentes días. Asimismo, se calcularon los mapas de error al utilizar en forma aislada la parte convectiva y la parte estratiforme en la estimación hecha con la CST. En la figura 3.8 se presentan los dos mapas de isoyetas, así como los mapas de error calculados para el día 12 de julio de 1998.

También con estos datos se generó un gráfico de la evolución temporal de la lámina promedio de lluvia en toda el área de estudio (figura 3.9). Esta lámina promedio se obtiene dividiendo el volumen total de lluvia presente, entre el área. Se puede observar que en general la CST estima en forma adecuada la evolución temporal de la lluvia pues detecta la mayoría de los picos presentes en la serie de tiempo que corresponde a los datos en superficie. Con respecto a la cuantificación de la lluvia en la mayoría de los días la CST sobreestima pero presenta un 18% de días en los que subestima. Un problema que resulta importante resaltar en el comportamiento de las estimaciones de la CST es el que se presenta en los picos del 13 y 19 de julio y en el del 9 de agosto, la CST le asigna aproximadamente el mismo valor de lluvia a días con valores en superficie muy diferentes.

Julio 12, 1998

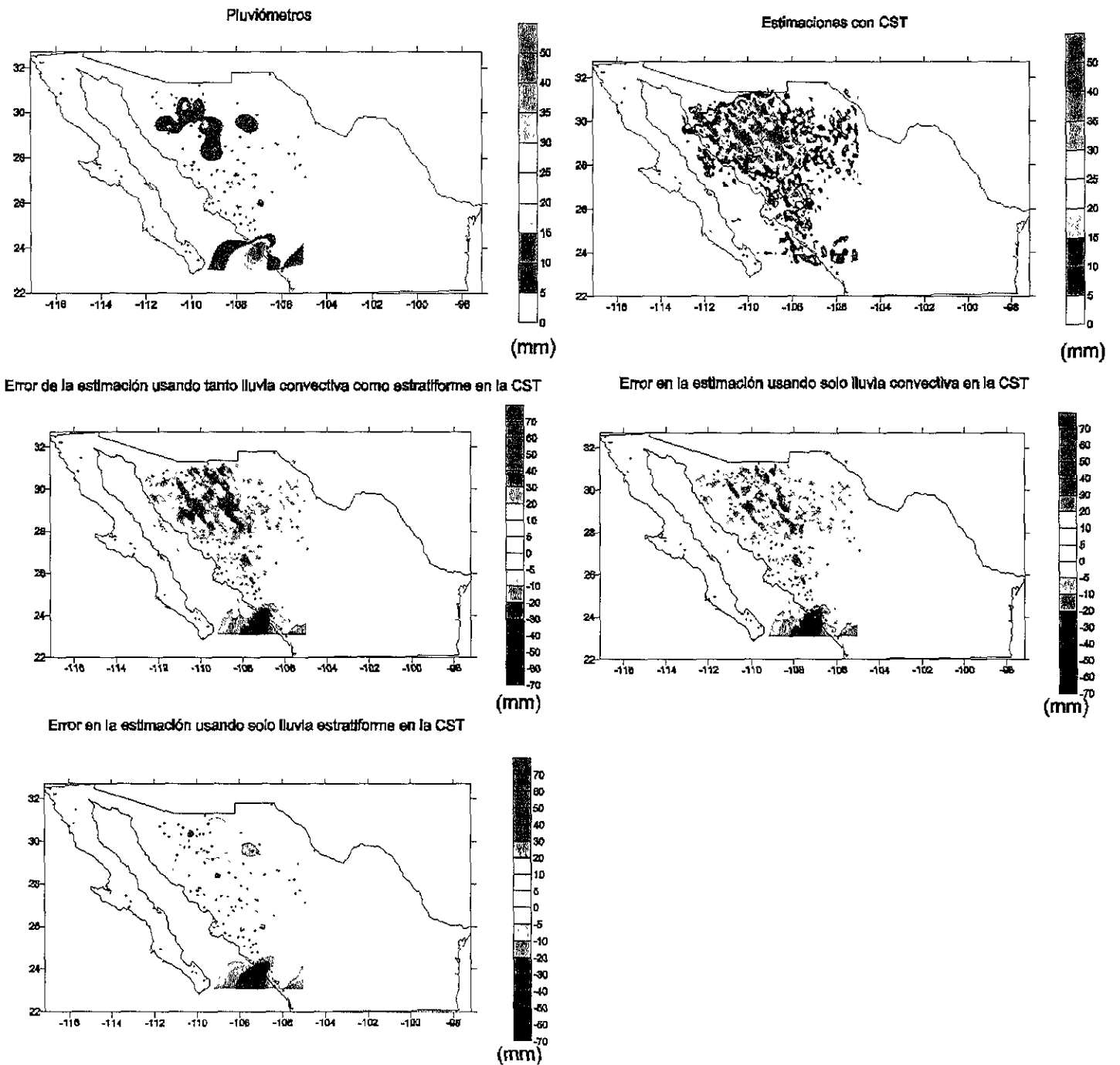


Figura 3.8. Mapas de isoyetas a partir de los datos en superficie, de las estimaciones de satélite y mapas de error (medido menos estimado) de la técnica completa y aislando lluvia convectiva y lluvia estratiforme

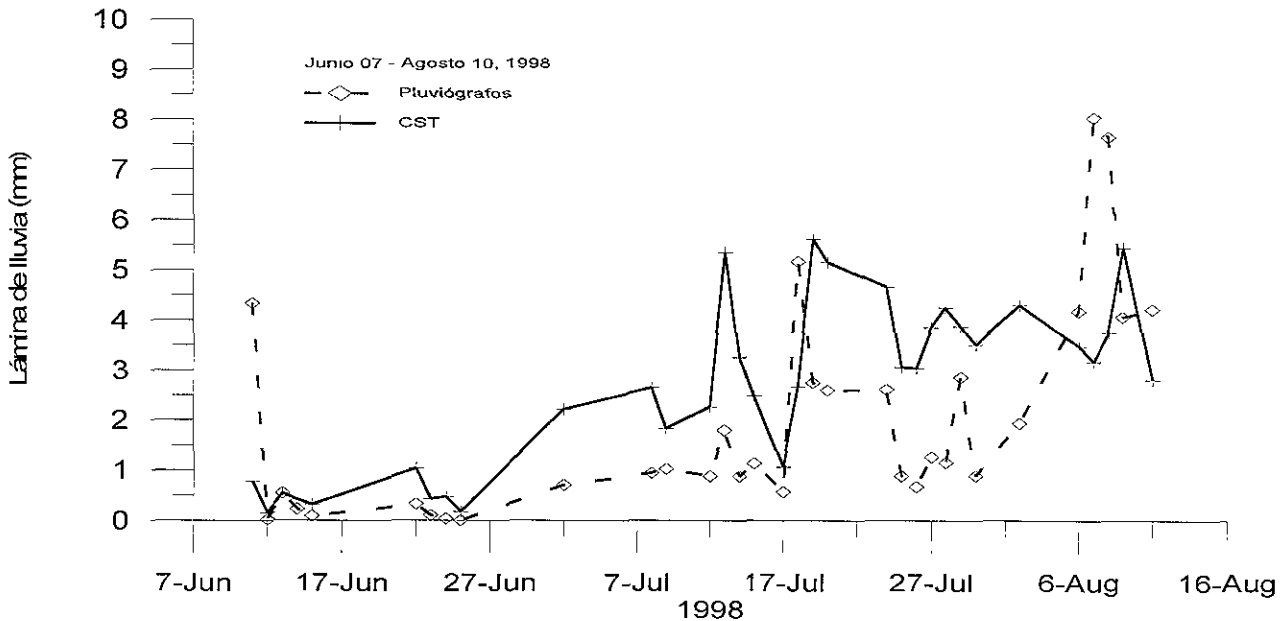


Figura 3.9. Comparación de la evolución de la lámina promedio de lluvia calculada a partir de los mapas de isoyetas

3.4.2.3 Comparación punto a punto

La comparación puntual se hace entre el pluviógrafo de cada estación en superficie y el pixel de la imagen que cubre la posición geográfica de dicha estación. Con esto se obtiene un punto para cada estación en cada día en un diagrama de dispersión de lluvia medida contra lluvia estimada que muestra una correlación sumamente baja (Figura 3.10). Además se calculó, para este caso, la lámina promedio de lluvia a partir de todas las estaciones presentes en el área de interés (figura 3.11). De donde es posible apreciar que también se sigue razonablemente bien la evolución de la lluvia en el tiempo. Aparecen tres picos al inicio de la serie de tiempo que corresponde a superficie que no son detectados por la CST. Se presenta sobrestimación en la mayoría de los casos y ésta es mayor hacia los días en que la precipitación incrementa (finales de julio y principios de agosto). Nuevamente se aprecia el caso en que CST asigna la misma precipitación a tres eventos que en superficie se registran con lluvia muy diferente cada uno.

3.4.2.4 Comparación contra el promedio de nueve pixeles

En este caso se comparan los valores de lluvia obtenidos en cada estación con el valor promedio de nueve pixeles centrados en el pixel que cubre la posición geográfica de la estación en superficie. Con esto se obtiene un punto para cada estación en cada día en un diagrama de dispersión de lluvia medida contra lluvia estimada que muestra también muy baja correlación (figura 3.12).

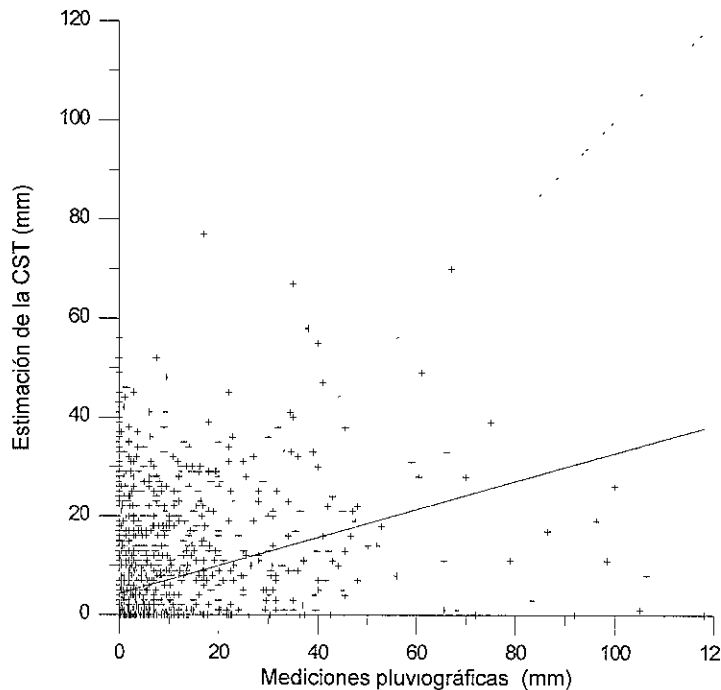


Figura 3.10. Diagrama de dispersión entre lluvia medida y lluvia estimada con CST comparando punto a punto para 33 días. (La línea punteada es el ajuste perfecto y la sólida es el ajuste por mínimos cuadrados).

De la misma forma que en el caso de la comparación punto a punto se calculó la evolución de la lámina promedio de lluvia a partir de todas las estaciones presentes en el área de interés, tomando el valor reportado para cada estación y divido este entre el número de estaciones. Esta serie de tiempo también se presenta en la figura 3.11. De esta figura es posible apreciar que el comportamiento de la serie que corresponde al promedio de los 9 pixeles es prácticamente el mismo que el de la serie para 1 pixel.

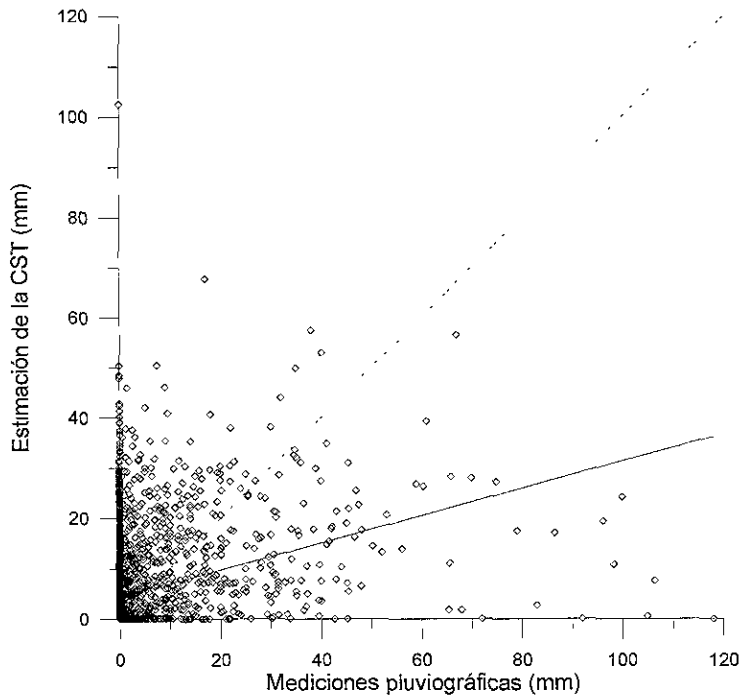


Figura 3.12. Diagrama de dispersión entre lluvia medida y lluvia estimada con CST comparando contra el promedio de 9 pixeles. (La línea punteada es el ajuste perfecto y la sólida es el ajuste por mínimos cuadrados).

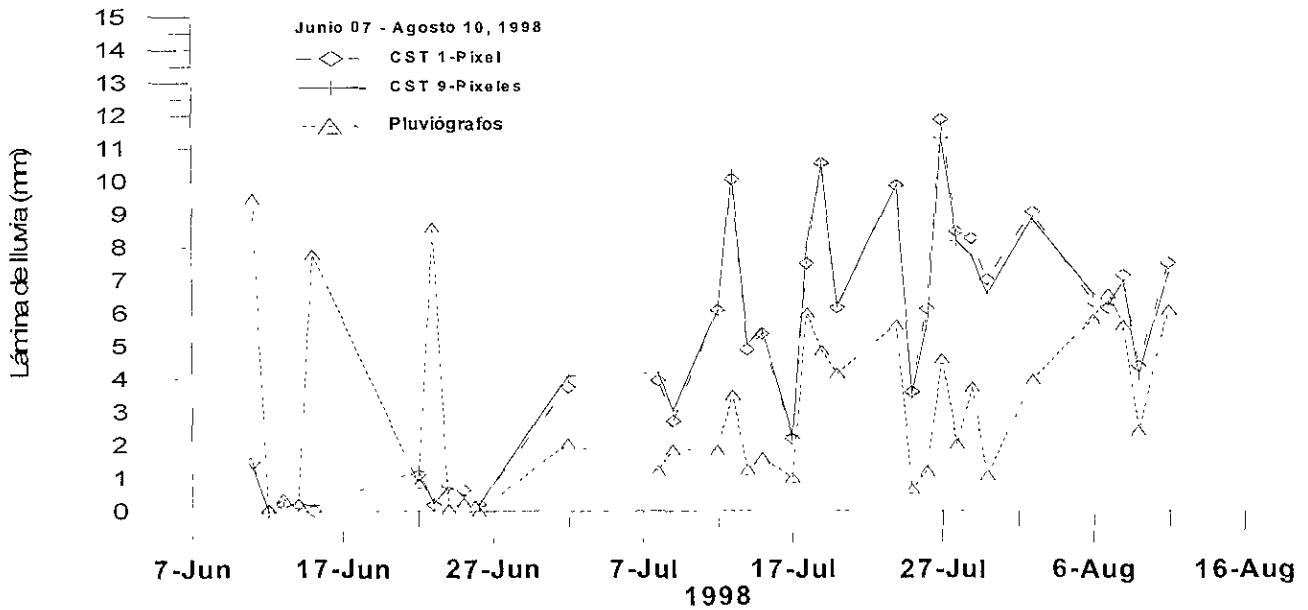


Figura 3.11. Evolución de la lámina promedio calculada a partir de los puntos de cada estación, la CST por pixel y la CST con el promedio de 9 pixeles.

3.5 Resultados de la evaluación de la CST

Cuatro diferentes medidas de la cercanía entre los resultados arrojados por la estimación de satélite y las mediciones en superficie fueron calculadas para evaluar el desempeño de la CST. 1) El sesgo, 2) El promedio de la diferencia absoluta (PDA), 3) Raíz del promedio de la diferencia al cuadrado (RPDC), 4) Diferencia porcentual (DP). Cada una de ellas está dada por:

$$Sesgo = E[(F_i - O_i)] \quad 3.2$$

$$PDA = E[|F_i - O_i|] \quad 3.3$$

$$RPDC = \sqrt{E[(F_i - O_i)^2]} \quad 3.4$$

$$DP = E\left[\frac{|F_i - O_i|}{O_i}\right] \times 100 \quad 3.5$$

donde F_i son los valores de las estimaciones, O_i los valores de las observaciones y $E[]$ es el valor esperado o el promedio. En la tabla 3.1 se presentan los resultados encontrados para el cálculo de cada una de estas medidas de error para 33 días entre junio y agosto para el año de 1998, que como se mencionó en la sección 3.3.1 son los días en que mejor presencia de datos en las dos bases de datos se encontró. Cada una de las medidas fue calculada para las tres diferentes comparaciones entre mapas de isoyetas, punto a punto y punto contra promedio de 9 píxeles.

En la última columna de la tabla 3.1 se presenta el número de datos con los que fue calculada la Diferencia Porcentual ya que ésta no está definida para los casos de cero lluvia observada en superficie. Los días que aparecen sombreados son en los que se dio mayor lluvia y para esos días aparecen marcados como más oscuros los días que presentaron los valores mínimos para cada cálculo. En el caso de la Diferencia Porcentual (DP) se marca (subrayado) el día 27 de julio con los valores máximos encontrados.

El sesgo para el caso de la comparación punto a punto (1-p en adelante) es en promedio 2.1 que representa sobrestimación, aun que es importante mencionar

que el valor absoluto más alto en este caso fue uno negativo del orden de -8 que indica subestimación y se dio en el día 10 de junio. Para los otros dos tipos de comparación punto contra promedio de 9 pixeles (9-p en adelante) y entre mapas de isoyetas los valores promedio del sesgo son 2.1 y 0.72 respectivamente presentándose en el caso de 9-p -8 como máximo absoluto para el día 10 de junio y -4.9 para el día 6 de agosto en el caso de la comparación entre mapas de isoyetas. En resumen, los tres tipos de comparación (para este cálculo) arrojaron en promedio una sobrestimación, pero con sus errores más grandes en algún caso de subestimación. Es importante mencionar que en la evaluación de la técnica hecha por Alder y Negri para datos de Florida los valores del sesgo son del orden de 0.2. Todos los valores antes mencionados están en milímetros de lluvia.

En el cálculo del Promedio de la Diferencia Absoluta (PDA) para la comparación 1-p el valor promedio fue de 5.17, con un máximo de 10.6 para el día 18 de julio. Para el caso de 9-p el promedio es de 5.06 con un máximo de 10.3 para el 18 de julio. Para la comparación entre mapas de isoyetas el promedio fue de 3.2 con un máximo de 8.5 en el día 6 de agosto. Los valores calculados para Florida por los autores de CST son del orden de 0.4. También estos valores están en milímetros de lluvia.

En el cálculo de la Raíz del Promedio de la Diferencia al Cuadrado (RPDC) el valor promedio para el caso 1-p es de 9.45, con un máximo de 19.04 para el día 10 de junio. Para el caso 9-p el promedio es 9.13 con un valor máximo de 19.06 en el 10 de junio. Para el caso de la comparación entre mapas de isoyetas el valor promedio es 6.76, con un valor máximo de 15.11 en el día 6 de agosto. En el caso de la evaluación de CST para Florida estos valores dieron del orden de 0.6. Todos los valores antes mencionados están dados en milímetros de lluvia.

Tabla 3.1 Cálculo de las diferentes medidas de error entre las estimaciones hechas con satélite y las mediciones en superficie, para 33 días entre junio y agosto de 1998. 1-p=comparación punto a punto, 9-p=comparación contra el promedio de 9 pixeles y map= comparación entre mapas de isoyetas.

	SESGO (mm)			PDA (mm)			RPDC (mm)			DP (%)			
	1-P	9-P	Mapa	1-P	9-P	Mapa	1-P	9-P	Mapa	1-P	9-P	Mapa	Dat
06/10/98	-8.03	-8.10	-3.48	8.74	8.82	4.31	19.04	19.07	9.12	94	97	76	66
06/11/98	-0.08	-0.08	0.13	0.08	0.08	0.20	0.83	0.83	1.95	100	100	566	1
06/12/98	-0.19	-0.23	1.25	0.60	0.52	0.82	4.06	3.75	3.61	100	100	0	1
06/13/98	-3.07	-2.58	0.77	0.33	0.33	0.97	1.54	1.54	5.08	96	93	86	5
06/14/98	-0.07	0.08	0.20	0.07	0.24	0.38	0.56	1.65	2.26	100	100	287	2
06/21/98	0.26	0.37	0.70	1.28	1.39	1.05	3.5	3.85	4	77.9	69.12	306	7
06/22/98	0.10	0.15	0.31	0.27	0.33	0.49	1.22	1.17	2.51	100	100	320	2
06/23/98	0.71	0.64	0.43	0.73	0.67	0.46	2.56	2.02	2.58	217	156	1466	2
06/24/98	0.36	0.21	0.17	0.87	0.72	0.31	4.42	3.68	1.66	666	555	5566	3
07/01/98	1.70	2.04	1.47	3.53	3.48	2.32	7.52	6.99	5.90	171	182	214	29
07/07/98	2.71	2.95	1.65	4.62	4.63	2.75	7.94	7.67	5.75	205	174	176	18
07/08/98	0.85	1.15	0.79	2.63	3.00	1.93	5.80	5.96	4.22	125	162	78	17
07/11/98	4.23	4.22	1.32	5.17	5.03	2.35	9.2	8.73	5.24	197	186	155	23
07/12/98	6.56	6.70	3.39	9.97	9.76	5.59	16.61	16.06	11.75	622	545	197	40
07/13/98	3.61	3.77	2.33	4.86	5.00	3.41	9.09	9.09	7.16	311	265	274	17
07/14/98	3.73	3.91	1.29	5.21	5.32	2.55	8.94	8.82	5.94	262	251	119	28
07/16/98	1.16	1.26	0.50	1.93	2.13	1.36	3.68	3.96	2.87	259	303	92	17
07/17/98	1.50	2.01	-2.76	6.06	6.80	5.02	12.60	15.65	12.11	175	163	48	36
07/18/98	5.69	5.63	2.85	10.60	10.30	5.44	15.64	14.70	8.83	404	396	104	44
07/19/98	2.00	2.04	2.52	7.11	7.17	5.43	14.22	13.81	8.82	171	188	97	36
07/23/98	4.23	4.24	1.99	9.62	8.89	4.49	15.57	14.59	7.55	241	242	78	64
07/24/98	2.92	2.88	2.15	3.29	3.26	2.78	6.27	5.54	6.50	276	217	251	12
07/25/98	4.90	4.37	2.33	5.58	4.93	2.65	8.91	7.67	6.19	373	370	353	12
07/26/98	7.27	6.71	2.53	8.19	7.76	2.98	13.83	13.06	6.82	243	228	206	36
07/27/98	6.45	6.16	2.98	7.51	7.12	5.00	10.85	9.70	9.25	732	789	272	34
07/28/98	4.52	3.98	1.01	8.25	7.73	4.24	13.18	12.09	6.52	262	247	36	39
07/29/98	5.93	5.49	2.53	6.35	5.95	3.71	10.61	9.69	7.79	563	476	298	18
08/01/98	5.10	4.90	2.32	8.49	8.27	4.23	14.20	13.27	8.15	321	321	123	36
08/05/98	0.53	0.78	-0.73	7.68	7.65	5.23	13.47	13.19	9.54	170	183	14	37
08/06/98	-0.44	-0.35	-4.93	8.11	8.33	8.50	17.58	17.81	15.12	232	280	60	39
08/07/98	1.53	1.34	-3.95	8.49	8.14	6.98	13.17	12.49	11.43	321	315	50	30
08/08/98	1.95	1.67	1.38	5.02	4.44	4.53	10.41	9.64	8.46	194	162	34	19
08/10/98	1.43	1.11	-1.53	9.52	9.06	5.49	15.00	13.85	8.66	569	503	33	56
PROM	2.12	2.10	0.72	5.17	5.06	3.27	9.45	9.13	6.76	271	258	362	
σ	3.06	2.95	2.03	3.39	3.27	2.12	5.37	5.24	3.23	176	163	969	

Para el caso del cálculo de la Diferencia Porcentual (DP) en la comparación 1-p el valor promedio es de 271 con un máximo de 732 para el día 27 de julio. En la comparación 9-p el valor promedio es de 258, con un máximo de 789 para el día 27 de julio y para la comparación entre mapas de isoyetas el promedio es 362

con un máximo de 353 para el día 25 de julio. Los valores obtenidos en el caso de Florida son del orden de 41.2. Todos los valores mencionados están dados en por ciento. Según estos cálculos la CST está fallando en su estimación en el mejor de los casos por más de un 100%.

De los cálculos presentados en este capítulo para la evaluación de la técnica en el noroeste de México se puede concluir lo siguiente:

- La CST sobrestima la lluvia en los casos de lluvia ligera y subestima en casos de lluvia fuerte.
- La representación que hace CST de la evolución de la lluvia mejora cuando se hacen promedios espaciales.
- En todos los casos los resultados encontrados arrojan que CST funciona órdenes de magnitud mejor para la Florida que para el noroeste de México.
- De las comparaciones entre mapas de isoyetas destaca el hecho de que en los análisis de errores los que dan menor error siempre son los mapas que se calculan entre los pluviógrafos y solo la parte estratiforme de la CST.
- Se pudo apreciar en este análisis que CST presenta dos tipos de problemas, uno que tiene que ver con la ubicación de las tormentas y el otro con la cuantificación de la lluvia. En general el problema de la cuantificación parece ser el más grave.
- Una parte del problema de ubicación de las tormentas puede estar relacionado con la distribución de la red de pluviógrafos y el problema que se plantea en la sección 3.4.1.
- En un análisis de las estimaciones hechas cada 30 minutos fue posible apreciar casos en los que CST asigna una cierta nube como núcleo convectivo que en el siguiente Δt ya no lo es, por lo que existe la sospecha de que CST está asignando como convección algunas nubes que si bien inician actividad convectiva, nunca alcanzan su estado maduro y por lo tanto no precipitan.

Capítulo 4

Análisis de sensibilidad o propagación de errores

En el caso de la CST al igual que en la mayoría de los experimentos de laboratorio o los modelos, el resultado final proviene de una serie de mediciones y procesamientos que presentan cada uno una cierta incertidumbre o error y que se combinan para darle una incertidumbre al resultado final.

Con el fin de comprender de mejor manera el comportamiento que tiene cada uno de los parámetros involucrados en la CST y determinar cuál de ellos es el que mayor impacto tiene sobre la variación de la cantidad de lluvia estimada, es importante realizar un análisis de la propagación de errores y con esto tener la posibilidad de dirigir las modificaciones a los parámetros más sensibles. A continuación se presenta el desarrollo para obtener la expresión con la que se calcula el error combinado en un producto, así como la expresión general que se aplica para una función cualquiera. Este desarrollo puede revisarse en Schenck (1979).

4.1 Error combinado en un producto

Analizando el caso en que el valor final de una variable R está dado por $R = kXY$, donde X y Y provienen de mediciones hechas por dos instrumentos distintos y k es una constante. Suponiendo que los errores de precisión o incertidumbre asociados a cada medición se especifican (o estiman) con un cierto índice de precisión, común para ambos casos (error estándar $\pm\sigma$, error más probable o algún intervalo de confianza $\pm 2\sigma \rightarrow 95\%$, $\pm 3\sigma \rightarrow 99.7\%$, etc.) y que:

X_i es la medición i de la muestra de n mediciones en X

Y_i es la medición i de la muestra de n mediciones de Y

x_i es la desviación del valor exacto (X_c) en X

y_i es la desviación del valor exacto (Y_c) en Y

por lo tanto

$R_c = kX_c Y_c$ es el valor exacto y $R_c + r_c = k(X_c + x_i)(Y_c + y_i)$ el valor desviado

que se puede escribir:

$$R_c + r_i = k[X_c Y_c + x_i Y_c + y_i X_c + x_i y_i] \quad 4.1$$

pero como x_i y y_i son presumiblemente pequeños el producto $x_i y_i$ es mucho menor que los otros términos por lo que se desprecia, de modo que

$$r_i = k[x_i Y_c + y_i X_c] \quad 4.2$$

la varianza de r está dada por

$$S_r^2 = \frac{\sum_{i=1}^n r_i^2}{n-1} \quad 4.3$$

aplicando la ecuación 4.2 en el numerador de 4.3

$$\sum_{i=1}^n r_i^2 = \sum_{i=1}^n k^2 [x_i Y_c + y_i X_c]^2 \text{ y desarrollando el binomio al cuadrado}$$

$$\sum_{i=1}^n r_i^2 = k^2 Y_c^2 \sum_{i=1}^n x_i^2 + k^2 X_c^2 \sum_{i=1}^n y_i^2 + 2k^2 X_c Y_c \sum_{i=1}^n x_i y_i \quad 4.4$$

sustituyendo 4.4 en 4.3

$$S_r^2 = k^2 Y_c^2 \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2}{n-1} + k^2 X_c^2 \frac{\sum_{i=1}^n y_i^2}{n-1} + 2k^2 X_c Y_c \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{n-1} \quad 4.5$$

donde $\frac{\sum_{i=1}^n x_i^2}{n-1} = S_x^2$ y $\frac{\sum_{i=1}^n y_i^2}{n-1} = S_y^2$.

Dado que x_i y y_i son independientemente positivas o negativas y de mayor o menor magnitud, la sumatoria de su producto tiende a cero y 4.5 queda

$$S_r^2 = k^2 Y_c^2 S_x^2 + k^2 X_c^2 S_y^2$$

y puede ser expresado como error porcentual dividiendo todo entre R_c^2

$$\frac{S_r^2}{R_c^2} = \frac{k^2 Y_c^2 S_x^2 + k^2 X_c^2 S_y^2}{k^2 X_c^2 Y_c^2} = \frac{S_x^2}{X_c^2} + \frac{S_y^2}{Y_c^2} \quad 4.6$$

Esta expresión es válida no solo para S_r^2 sino para cualquier índice de precisión al cuadrado. Además esta expresión se puede obtener en forma general para una función cualquiera.

4.2 Error combinado en una función cualquiera

Considerando que R es una función de X y Y ($R=f(X,Y)$) con n mediciones X_i, Y_i y valor correcto $R_c=f(X_c,Y_c)$ con un valor desviado $R_c+r_i=f(X_c+x_i,Y_c+y_i)$. Si además la función es continua y derivable al expandir en series de Taylor alrededor de $f(X_c,Y_c)$ con $\Delta x=x_i$ y $\Delta y=y_i$ se obtiene:

$$R_c + r_i = f(X_c, Y_c) + \left[\left(\frac{\partial R}{\partial X_c} \right)_{Y_c} \frac{x_i}{1!} + \left(\frac{\partial R}{\partial Y_c} \right)_{X_c} \frac{y_i}{1!} \right] + \left[\left(\frac{\partial^2 R}{\partial X_c^2} \right)_{Y_c} \frac{x_i^2}{2!} + \left(\frac{\partial^2 R}{\partial Y_c^2} \right)_{X_c} \frac{y_i^2}{2!} \right] + \dots \quad 4.7$$

Considerando sólo los términos de primer orden y restando R_c se obtiene

$$r_i = \left(\frac{\partial R}{\partial X_c} \right)_{Y_c} x_i + \left(\frac{\partial R}{\partial Y_c} \right)_{X_c} y_i \quad \text{que al substituirse en el numerador de } S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n r_i^2}{n}$$

$$\sum_{i=1}^n r_i^2 = \left(\frac{\partial R}{\partial X_c} \right)_{Y_c}^2 \sum_{i=1}^n x_i^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial Y_c} \right)_{X_c}^2 \sum_{i=1}^n y_i^2 + 2 \left(\frac{\partial R}{\partial X_c} \right)_{Y_c} \left(\frac{\partial R}{\partial Y_c} \right)_{X_c} \sum_{i=1}^n x_i y_i \quad 4.8$$

como se mencionó en el caso anterior $\sum_{i=1}^n x_i y_i$ tiende a cero para n muy grande por lo tanto

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^n r_i^2}{n} = \left(\frac{\partial R}{\partial X_c} \right)_{Y_c}^2 S_x^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial Y_c} \right)_{X_c}^2 S_y^2 \quad 4.9$$

donde $S_x^2 = \frac{\sum x_i^2}{n}$ y $S_y^2 = \frac{\sum y_i^2}{n}$

Esto es válido para cualquier índice de precisión y cualquier número de variables independientes, en general si $R = f(Z_1, Z_2, \dots, Z_n)$

$$W_R^2 = \left(\frac{\partial R}{\partial Z_1} \right)^2 W_{Z_1}^2 + \left(\frac{\partial R}{\partial Z_2} \right)^2 W_{Z_2}^2 + \dots + \left(\frac{\partial R}{\partial Z_n} \right)^2 W_{Z_n}^2 \quad \text{ó}$$

$$W_R^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial R}{\partial Z_i} \right)^2 W_{Z_i}^2 \quad 4.10$$

donde W_R^2 es el valor del error propagado.

4.3 Análisis de sensibilidad en el cálculo de la lluvia convectiva

Como se menciona en la sección 2.4.5 la lluvia promedio que la CST asigna a las identificadas como zonas convectivas, está dada por la ecuación 2.11. En forma genérica el análisis de sensibilidad se aplicó a la expresión:

$$R_{prom} = C_1 + C_2 T_C \quad 4.11$$

donde T_c es la temperatura corregida mencionada en la sección 2.4.4 y dada por la expresión 2.8 que en forma genérica se escribe como:

$$T_C = (1 - C_3) T_{min} + C_4 \quad 4.12$$

sustituyendo T_c en R_{prom} se obtiene la expresión completa a evaluar:

$$R_{prom} = C_1 + C_2 (1 - C_3) T_{min} + C_2 C_4 \quad 4.13$$

donde $C_1=74.89$, $C_2=-0.266$, $C_3=0.283$ y $C_4=56.6$. En base a la derivación en 4.2, se calculan los coeficientes de sensibilidad:

$$\frac{\partial R_{prom}}{\partial C_1} = 1 \quad 4.14 \qquad \frac{\partial R_{prom}}{\partial C_4} = C_2 \quad 4.17$$

$$\frac{\partial R_{prom}}{\partial C_2} = (1 - C_3) T_{min} + C_4 \quad 4.15 \qquad \frac{\partial R_{prom}}{\partial T_{min}} = C_2 - C_2 C_3 \quad 4.18$$

$$\frac{\partial R_{prom}}{\partial C_3} = -C_2 T_{min} \quad 4.16$$

En la tabla 4.1 se muestran los resultados del análisis de sensibilidad aplicado a la expresión de R_{prom} que corresponde a lluvia convectiva. T_{min} se utiliza en el rango entre 164 y 253 K.

Tabla 4.1 Tabla de resultados del análisis de sensibilidad para lluvia convectiva		
Parámetro	$\frac{\partial R_{prom}}{\partial \text{Parámetro}}$	Magnitud
C_1	1	1
C_2	$0.717 T_{min} + 56.6$	174 – 238
C_3	$0.266 T_{min}$	43 – 67
C_4	-0.266	0.266
T_{min}	-0.233-0.283	0.524

En este análisis se puede apreciar claramente que el denominado C_2 es el parámetro que mayor sensibilidad presenta de los involucrados en el cálculo de la lluvia convectiva promedio y en segundo lugar el parámetro C_3 . Estos dos parámetros están directamente relacionados con las corridas del modelo numérico de desarrollo de nube de Adler y Mack (1984) como se describe en la sección 2.3.5. En ambos casos los parámetros corresponden a la pendiente de una recta de ajuste, el ajuste de T_c Vs. R_{prom} en el primero y el ajuste de la diferencia de escala entre el modelo y la resolución del pixel en la imagen IR en el segundo. Hasta el momento el análisis únicamente muestra que el valor de lluvia promedio es muy sensible a la relación que guardan en “la realidad” la temperatura del tope de nube y la cantidad de lluvia que llega al suelo.

En la figura 4.1 se muestra la variación de los coeficientes de sensibilidad con respecto a la temperatura del tope de nube. Hasta el momento el umbral aplicado es el propuesto por Adler y Negri, 253 K por lo que en la gráfica la temperatura va desde 253 K hasta 164 K que es el valor mínimo de temperatura que corresponde al nivel 252 de gris en la imagen.

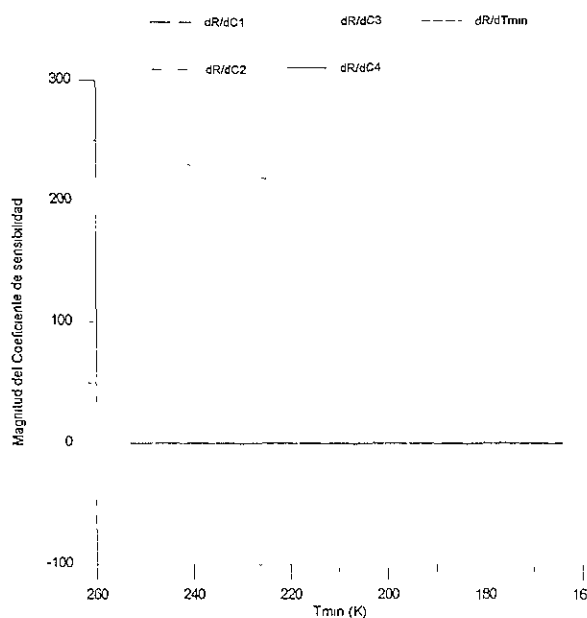


Figura 4.1 Variación de los coeficientes de sensibilidad con la temperatura del tope de nube

La magnitud de los coeficientes relacionados con C_1 , C_4 y T_{\min} se mantiene constante ante los cambios en temperatura, mientras que la magnitud del coeficiente de C_2 decrece proporcionalmente con la temperatura a una razón de cambio de 0.717 por cada grado. Esto significa que conforme la temperatura decrece el coeficiente relacionado con C_2 se hace menos sensible. Por otra parte el coeficiente relacionado con C_3 es inversamente proporcional al cambio en temperatura a una razón de -0.266 por grado K. Lo que significa que el coeficiente relacionado con C_3 se hace mas sensible conforme decrece la temperatura del tope de nube.

4.4 Análisis de sensibilidad en el cálculo del área que cubre la lluvia convectiva

En el caso del área que la CST designa como cubierta por lluvia convectiva la expresión que se analizó es la siguiente:

$$A_r = e^{(C_5 - C_6 T_c)} \quad 4.19$$

donde $C_5=15.27$ y $C_6=0.0465$, substituyendo la ecuación 4.12 para T_c :

$$A_r = e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.20$$

al calcular los coeficientes de sensibilidad se obtiene

$$\frac{\partial A_r}{\partial C_3} = C_6 T_{\min} e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.21$$

$$\frac{\partial A_r}{\partial C_4} = C_6 e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.22$$

$$\frac{\partial A_r}{\partial C_5} = e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.23$$

$$\frac{\partial A_r}{\partial C_6} = (-T_{\min} + C_3 T_{\min} + C_4) e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.24$$

$$\frac{\partial A_r}{\partial T_{\min}} = C_6 (C_3 - 1) e^{(C_5 - C_6 T_{\min} + C_3 C_6 T_{\min} + C_4 C_6)} \quad 4.25$$

En la tabla 4.2 se muestran los resultados del análisis de sensibilidad aplicado al área (A_r) que CST asigna como afectada por lluvia convectiva. T_{\min} se utiliza en

4.6 Resumen del capítulo

En cuanto a la lluvia convectiva promedio:

- El parámetro que mayor sensibilidad presentó es el denominado C_2 , que corresponde a la pendiente de la recta de ajuste entre temperatura corregida T_c e intensidad promedio R_{prom} .
- El segundo parámetro con mayor sensibilidad es el denominado C_3 , que corresponde a la pendiente de la recta de ajuste para calcular la temperatura corregida T_c a partir de la temperatura mínima T_{min} .

En cuanto al área cubierta por la lluvia convectiva:

- El parámetro que mayor sensibilidad presentó es el denominado C_6 que corresponde a la pendiente de una curva de ajuste log-lineal entre T_c y A_r .
- El segundo parámetro con mayor sensibilidad es el denominado C_3 que corresponde a la pendiente de la recta de ajuste entre T_{min} y T_c . El parámetro C_3 es el mismo para las dos expresiones pero en este caso es más sensible por cinco ordenes de magnitud.

En cuanto a la lluvia estratiforme:

- Su sensibilidad no depende de parámetros externos ya que su asignación depende de las características implícitas en cada imagen analizada.

Capítulo 5

Ajuste de la CST a la región noroeste de México

Una vez implementada la CST en la región noroeste y analizando los resultados tanto de la comparación con datos en superficie, como del análisis de sensibilidad, resulta de gran importancia regresar a las bases del algoritmo para poder proponer alguna modificación que permita que la técnica se ajuste en particular a la región del Monzón Mexicano.

5.1 Modelando la termodinámica de las tormentas en la región noroeste de México

En el capítulo 4 se encontró que para el cálculo de la intensidad promedio de lluvia, el parámetro de mayor sensibilidad es el que corresponde a la pendiente de la recta de ajuste entre temperatura e intensidad de lluvia. Esta recta fue obtenida a partir de los datos de intensidad de lluvia y temperatura mínima del tope de nube, calculadas para diferentes condiciones iniciales con un modelo unidimensional de nube (Adler et al., 1984). Debido a esto, se decidió utilizar un modelo de características similares, inicializado con radiosondeos característicos de la zona, para obtener una nueva relación. En las siguientes secciones se presenta una breve descripción del modelo, los datos que se utilizaron para inicializarlo y la forma en que la nueva relación fue obtenida.

5.1.1 Descripción del modelo unidimensional de nube

El modelo empleado en este trabajo se presenta en Alfonso et. al (1998) y es una modificación del desarrollado por Shiino (1978). La nube es modelada como una columna de aire cilíndrica con simetría radial, rodeada por un medio ambiente en reposo. Todos los términos dinámicos han sido formulados en una sola dimensión, de la misma forma que lo hace Ogura et al. (1971). El modelo consiste de la ecuación de movimiento vertical, la ecuación de continuidad de masa, la ecuación termodinámica y la ecuación de continuidad para: vapor de agua, agua de nube, agua de lluvia y hielo de precipitación. Se asume una

distribución del tamaño de gotas tipo Marshall-Palmer durante toda la evolución de la nube.

En cuanto a los procesos microfísicos respecta, el modelo incluye diez: condensación, autoconversión y colección, congelamiento heterogéneo, sublimación, fusión, evaporación de gotas de nube, evaporación de gotas de lluvia, evaporación de cristales de hielo y evaporación de cristales de hielo derretidos. El coeficiente de autoconversión empleado en la ecuación de conversión de Kessler es 10^{-2} s^{-1} , un orden de magnitud mayor que el empleado por Shiino (1978).

El modelo necesita ser inicializado con los datos de un radiosondeo y genera, a partir de estos, los datos interpolado para cada 250 metros; tiene un paso de tiempo de 5 segundos y calcula la velocidad vertical, la temperatura, el contenido de vapor, el contenido de agua de nube y el de agua de precipitación para cada paso de tiempo y cada nivel interpolado. Calcula además la precipitación total producida por la nube.

Alfonso et al. (1998) concluyen que el modelo es sensible a las diferencias en los perfiles atmosféricos, particularmente a los perfiles de humedad. Las predicciones del modelo en cuanto a la evolución de los parámetros de nube coinciden con la realidad, especialmente para días con convección profunda. Esto fue verificado con datos de radar y mediciones obtenidas a través de un avión para la Isla de Cuba.

5.1.2 Datos de entrada del modelo

Ya que el modelo requiere de los datos de un radiosondeo para ser inicializado, se exploró la posibilidad de utilizar los que corresponden a la red nacional. Existe una base de datos que contiene los radiosondeos de dicha red (Comisión Nacional del Agua, 1999), en la que se concentran los datos de las 15

estaciones, para el período comprendido entre 1948 y 1998. En la figura 5.1 se muestra la distribución de las estaciones de radiosondeo que existen en el país.

Como se puede observar de la figura 5.1, la presencia de estaciones justo en la zona de mayor relevancia para el monzón mexicano es muy escasa, de hecho, solo hay cuatro estaciones que por su cercanía pueden estar relacionadas al área: Empalme, Mazatlán, Chihuahua y Torreón. La ubicación de estas cuatro estaciones es alrededor de la zona de interés y en particular tanto la estación Torreón como la estación Chihuahua se encuentran al lado este de la SMO, por lo que no son muy útiles. Ante esta situación se decidió utilizar los radiosondeos de la estación Empalme, Sonora que si bien se encuentra sobre la planicie costera, es la estación más cercana a la zona del Monzón.

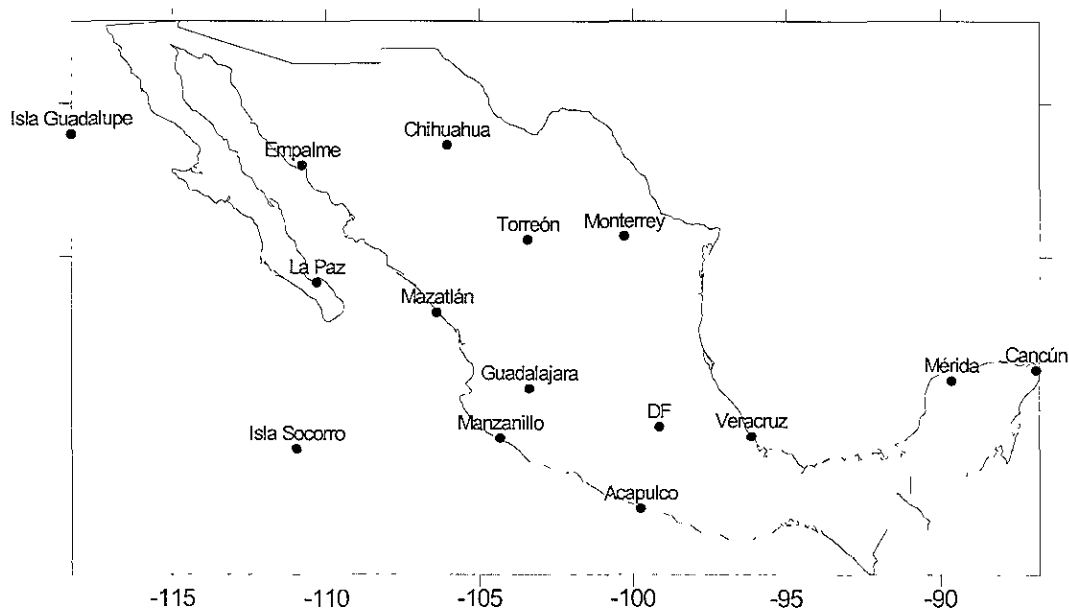


Figura 5.1. Ubicación de las estaciones de radiosondeo en el país

5.1.2.1 Formato de los archivos de sondeo

Existe un formato estándar para los archivos que contienen la información de los radiosondeos, pero el formato que deben tener los archivos que el modelo utiliza no es el mismo. La diferencia radica en el orden en el que aparecen las columnas de datos y en el hecho de que el modelo requiere de una columna con

información sobre la humedad relativa (HR) en lugar de la que contiene los datos de temperatura de punto de rocío (T_{dp}). Por lo anterior fue necesario convertir del formato estándar al formato de entrada del modelo cada uno de los sondeos con los que éste fue inicializado. A continuación se describe la transformación entre temperatura de punto de rocío y humedad relativa que fue implementada en un programa computacional. Primero se calculan la presión de vapor (e) y la presión de vapor de saturación (e_s) utilizando las siguientes expresiones:

$$e = e_0 \exp\left(\frac{L}{R_v}\left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_{dp}}\right)\right) \quad 5.1$$

$$e_s = e_0 \exp\left(\frac{L}{R_v}\left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad 5.2$$

donde $e_0 = 0.611 \text{Kpa}$ y $T_0 = 273 \text{ K}$ son parámetros constantes, $R_v = 461 \text{ JK}^{-1} \text{kg}^{-1}$ es la constante de gas para el vapor de agua, $L = 2.5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$, es el calor latente de vaporización (sobre una superficie líquida plana), T_{dp} es la temperatura de punto de rocío y T la temperatura ambiente (K). Ambas presiones están dadas en Kilo Pascales (Kpa) .

A continuación se calculan la humedad específica (q) y la humedad específica de saturación (q_s) utilizando:

$$q = \frac{\varepsilon \cdot e}{P} \quad 5.3$$

$$q_s = \frac{\varepsilon \cdot e_s}{P} \quad 5.4$$

donde $\varepsilon = 0.622 \text{ gg}^{-1}$ es la razón entre las constantes de gas para el aire seco y el vapor de agua, P es la presión en Kpa.

Utilizando 5.3 y 5.4 se calcula la humedad relativa (HR) utilizando la siguiente expresión:

$$HR = \frac{q}{q_s} 100 \quad 5.5$$

Este cálculo se realiza para cada nivel, empleando sus valores respectivos de presión, temperatura y temperatura de punto de rocío .

5.1.2.2 Sondeos representativos

Una vez escogida la ubicación del sondeo a ser utilizado para inicializar el modelo, fue necesario decidir que tipo de sondeo sería el más representativo. Esto debido a que se requiere obtener una relación entre intensidad de lluvia y temperatura que funcione para la región. Para cumplir con este fin es necesario utilizar un sondeo que tipifique las condiciones termodinámicas de la atmósfera. La primera posibilidad analizada fue la de emplear el sondeo promedio mensual. La idea fue desechada debido a que una de las características principales del monzón es el establecimiento abrupto de la temporada de lluvia, y ese cambio no podría ser detectado al utilizar sondeos promedios para todo un mes.

La siguiente idea explorada fue la de generar con todos los sondeos disponibles en la base de datos, un sondeo promedio para cada día de los meses de junio, julio y agosto. Con esta clase de promedio se pretendía tener mayor resolución temporal que permitiría detectar los cambios drásticos en la precipitación. Para calcular el sondeo promedio se utilizaron solamente los niveles obligatorios. En la figura 5.2 (a-g) se muestra el sondeo promedio, calculado con 35 años de datos, para los días 1, 15 y 30 de junio, 15 y 30 de julio y 15 y 30 de agosto. El modelo fue corrido para cada día arrojando como resultado valores de lluvia muy bajos para todos los casos. Se hizo la corrida del modelo utilizando como sondeo el perfil de temperatura ambiente con el perfil de la temperatura de punto de rocío más una desviación estándar, arrojando también lluvia muy escasa para todos los casos. Los resultados antes mencionados pueden ser una evidencia

de que el perfil atmosférico por si solo no es termodinámicamente suficiente para producir convección profunda en la zona.

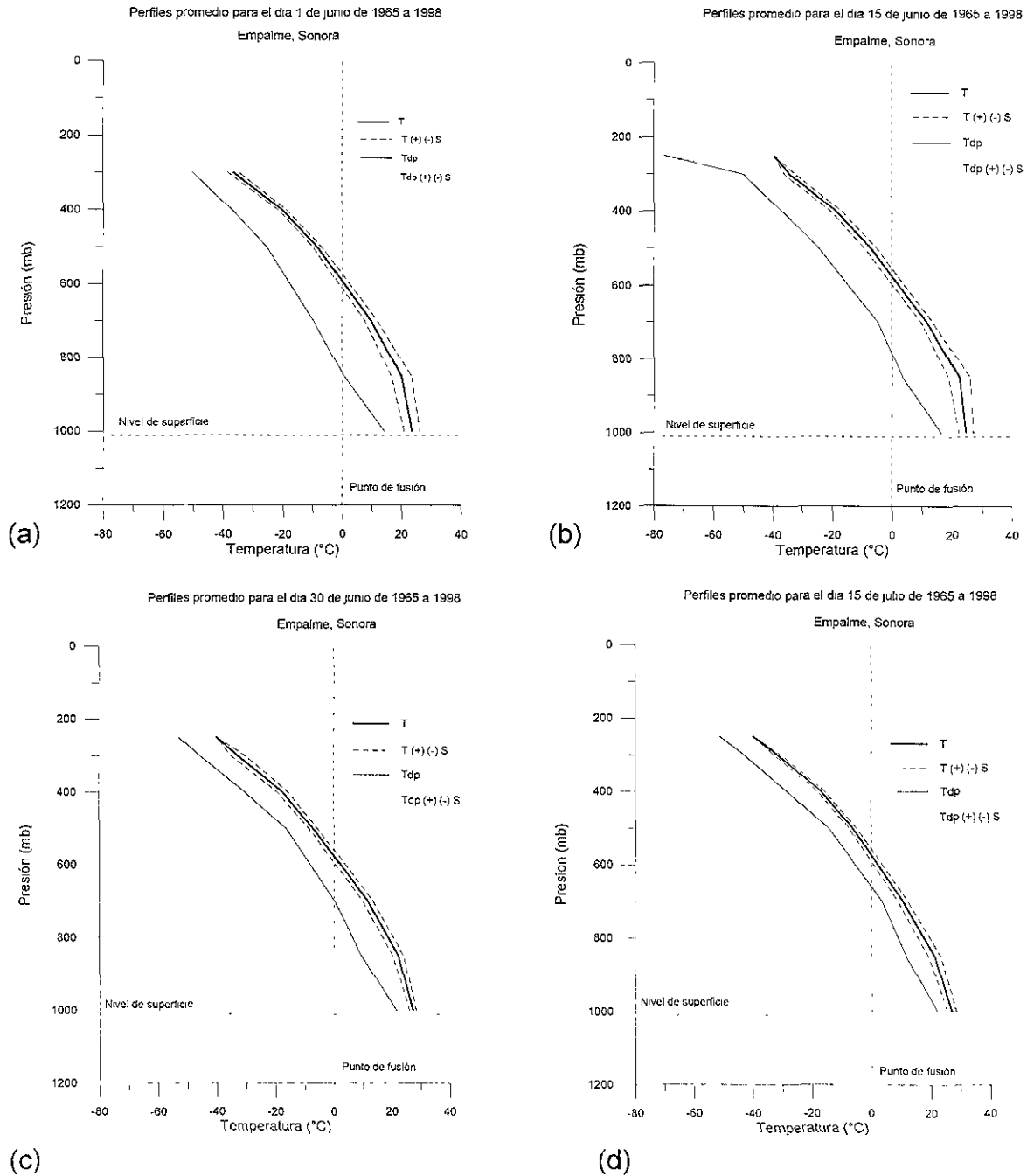


Figura 5.2. Sondeos promedio y sus respectivas desviaciones estándar, calculados para los días a) 1 de junio, b) 15 de junio, c) 30 de junio, d) 15 de julio. El promedio se calculó para los niveles obligatorios utilizando los datos contenidos en la base de datos nacional de 1965 a 1998 para la estación Empalme, Sonora.

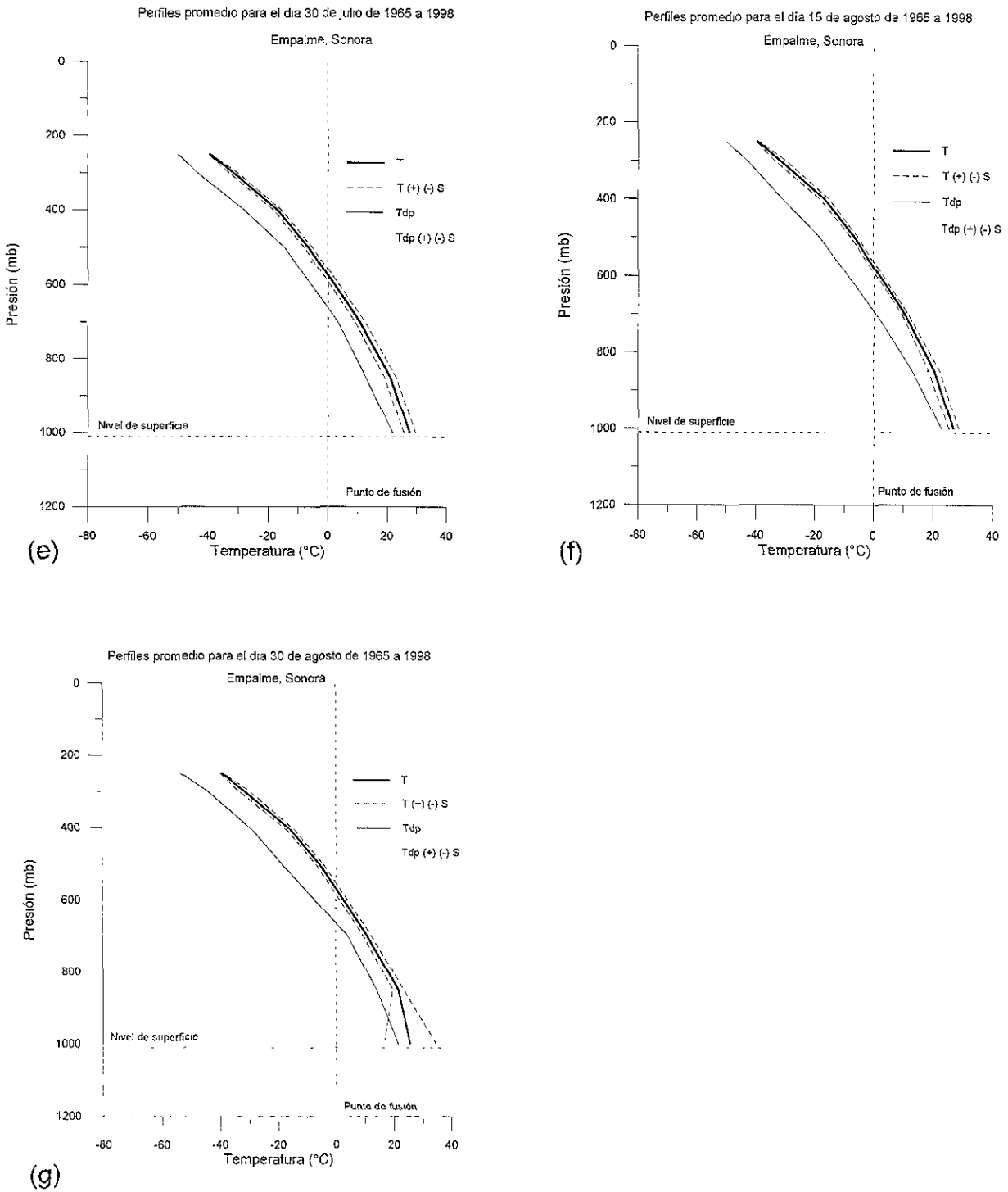


Figura 5.2. Sondeos promedio y sus respectivas desviaciones estándar, calculados para los días e) 30 de julio, f) 15 de agosto, g) 30 de agosto. El promedio se calculó para los niveles obligatorios utilizando los datos contenidos en la base de datos nacional de 1965 a 1998 para la estación Empalme, Sonora.

5.1.2.3 Sondeos diarios

Debido a los bajos valores de lluvia encontrados en las corridas del modelo cuando éste fue inicializado con los sondeos promedios diarios, la siguiente posibilidad explorada fue la de correr el modelo de nube para cada día de los meses de junio, julio y agosto en todos los años en los que existieran datos disponibles. Se encontraron un total de 2353 sondeos con los que el modelo fue corrido, extrayendo de los archivos de salida la precipitación total producida por la nube que se generó bajo las condiciones termodinámicas de cada sondeo.

En la figura 5.3 se muestra la evolución en el tiempo de la precipitación calculada por el modelo de nube para todos los días en que hubo sondeo. La información se presenta en paquetes de 92 días que corresponden al período del 1 de junio al 31 de agosto para cada año. En el caso particular de la estación Empalme, Sonora la base de datos inicia en 1965 pero como se puede ver en la gráfica presenta varios periodos sin datos.

Resalta el hecho de que durante todo este período el máximo de lluvia que el modelo calcula para la región es ligeramente menor que 20 mm. Cabe mencionar que el valor aquí mostrado no corresponde a una estimación del acumulado diario de lluvia, si no que corresponde a la precipitación que una nube produciría cuando se desarrolla con las condiciones termodinámicas que registra cada sondeo.

Para evaluar cómo se relaciona la precipitación calculada por el modelo con la reportada en superficie, se muestra en la figura 5.4 la evolución diaria de la precipitación reportada en la estación Empalme durante el Experimento Mexicano del Verano de 1993 (EMVER-93), que corresponde a los meses de junio, julio y agosto. Es importante resaltar el hecho de que para ese año no hay sondeos en la base de datos por lo que no es posible hacer la comparación directa en la misma estación. Se muestra también la evolución de la precipitación reportada en una estación cercana (Ciudad Obregón) para el

5.2 Modificación de la CST aplicando la relación T_{\min} Vs. R_{prom} encontrada para el noroeste de México.

Utilizando el ajuste mostrado en las figuras 5.6 se generó una versión modificada de la CST. A continuación se presentan los resultados encontrados con la versión modificada y su comparación con la técnica original y con los datos pluviográficos.

La versión modificada de la técnica se corrió para los días 1, 7 y 29 de julio de 1998 que son , de los 33 días analizados, los que mayor error arrojaron en la evaluación de la técnica contra datos en superficie. En las figuras 5.8, 5.9 y 5.10 se presentan una serie de mapas de isoyetas para los día 1, 7 y 29 de julio de 1998, en los que se puede apreciar la lluvia reportada por pluviógrafos (a), la estimada con la CST original (b), la estimada con CST modificada con los resultados del modelo de nube (c), el mapa de error calculado entre CST original y pluviógrafos (d) y el mapa de error calculado entre CST modificada y los pluviógrafos (e). Los mapas de error son obtenidos restando del mapa de lluvia estimada el mapa de lluvia reportada en superficie, de esta forma las áreas en color rojo representan las zonas en las que cada versión de CST sobrestima y las áreas azules representan las zonas en que cada versión subestima.

De las figuras 5.7 a 5.9 es posible apreciar una disminución sustancial en el error de estimación, para el caso en que se utiliza la modificación hecha con el ajuste del modelo unidimensional de nube, con respecto a la técnica original. En la tabla 5.1 se presentan los resultados de la evaluación de errores calculados tanto para la modificación hecha a la CST, como para la CST en su forma original, ambas con respecto a los reportes de mediciones en superficie para los tres tipos de comparación mencionados en el capítulo 3.

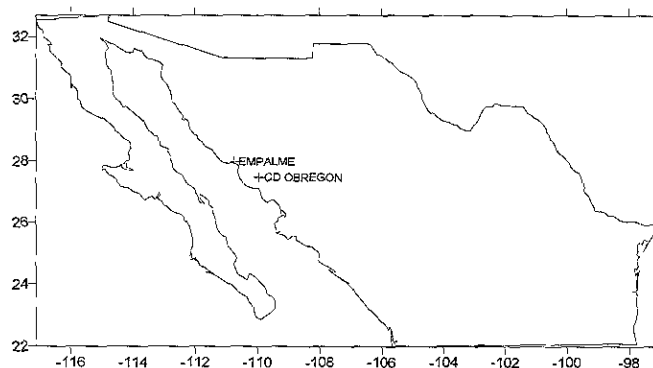


Figura 5.5. Ubicación de las estaciones Empalme y Ciudad Obregón, Sonora

Con base en estos resultados se generó un ajuste entre temperatura del tope de nube y precipitación total, utilizando los valores calculados en las corridas del modelo de nube. En la figura 5.6 se muestra el diagrama de dispersión para 2353 puntos, con un coeficiente de correlación de 0.03 y la relación obtenida es la siguiente:

$$R_{prom} = 7.20 - 0.02T_{min} \quad 5.6$$

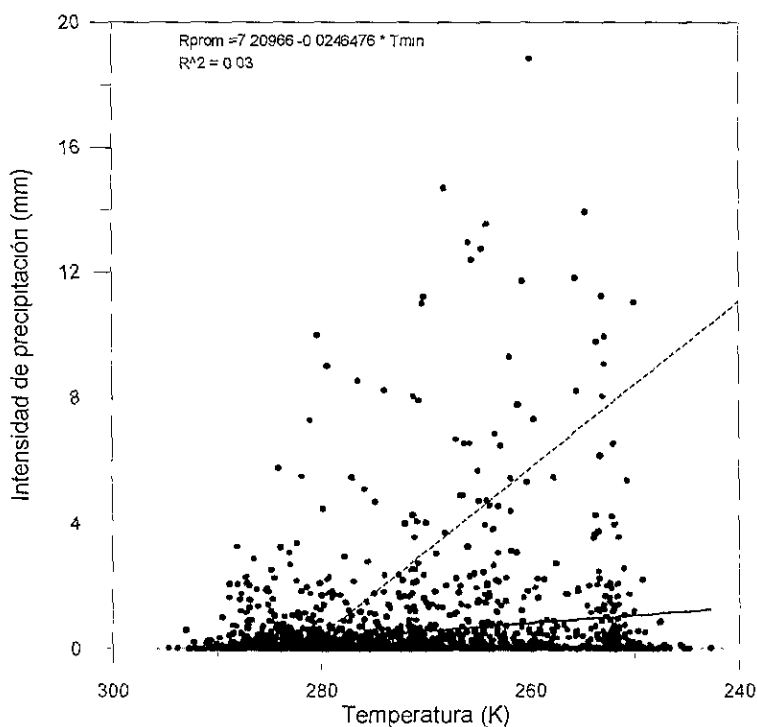


Figura 5.6 . Ajuste de la curva de temperatura contra intensidad de lluvia a partir de las corridas del modelo numérico de nube para Empalme, Sonora. La línea punteada muestra la relación de Adler y Negri.

5.2 Modificación de la CST aplicando la relación T_{\min} Vs. R_{prom} encontrada para el noroeste de México.

Utilizando el ajuste mostrado en las figuras 5.6 se generó una versión modificada de la CST. A continuación se presentan los resultados encontrados con la versión modificada y su comparación con la técnica original y con los datos pluviográficos.

La versión modificada de la técnica se corrió para los días 1, 7 y 29 de julio de 1998 que son , de los 33 días analizados, los que mayor error arrojaron en la evaluación de la técnica contra datos en superficie. En las figuras 5.8, 5.9 y 5.10 se presentan una serie de mapas de isoyetas para los día 1, 7 y 29 de julio de 1998, en los que se puede apreciar la lluvia reportada por pluviógrafos (a), la estimada con la CST original (b), la estimada con CST modificada con los resultados del modelo de nube (c), el mapa de error calculado entre CST original y pluviógrafos (d) y el mapa de error calculado entre CST modificada y los pluviógrafos (e). Los mapas de error son obtenidos restando del mapa de lluvia estimada el mapa de lluvia reportada en superficie, de esta forma las áreas en color rojo representan las zonas en las que cada versión de CST sobrestima y las áreas azules representan las zonas en que cada versión subestima.

De las figuras 5.7 a 5.9 es posible apreciar una disminución sustancial en el error de estimación, para el caso en que se utiliza la modificación hecha con el ajuste del modelo unidimensional de nube, con respecto a la técnica original. En la tabla 5.1 se presentan los resultados de la evaluación de errores calculados tanto para la modificación hecha a la CST, como para la CST en su forma original, ambas con respecto a los reportes de mediciones en superficie para los tres tipos de comparación mencionados en el capítulo 3.

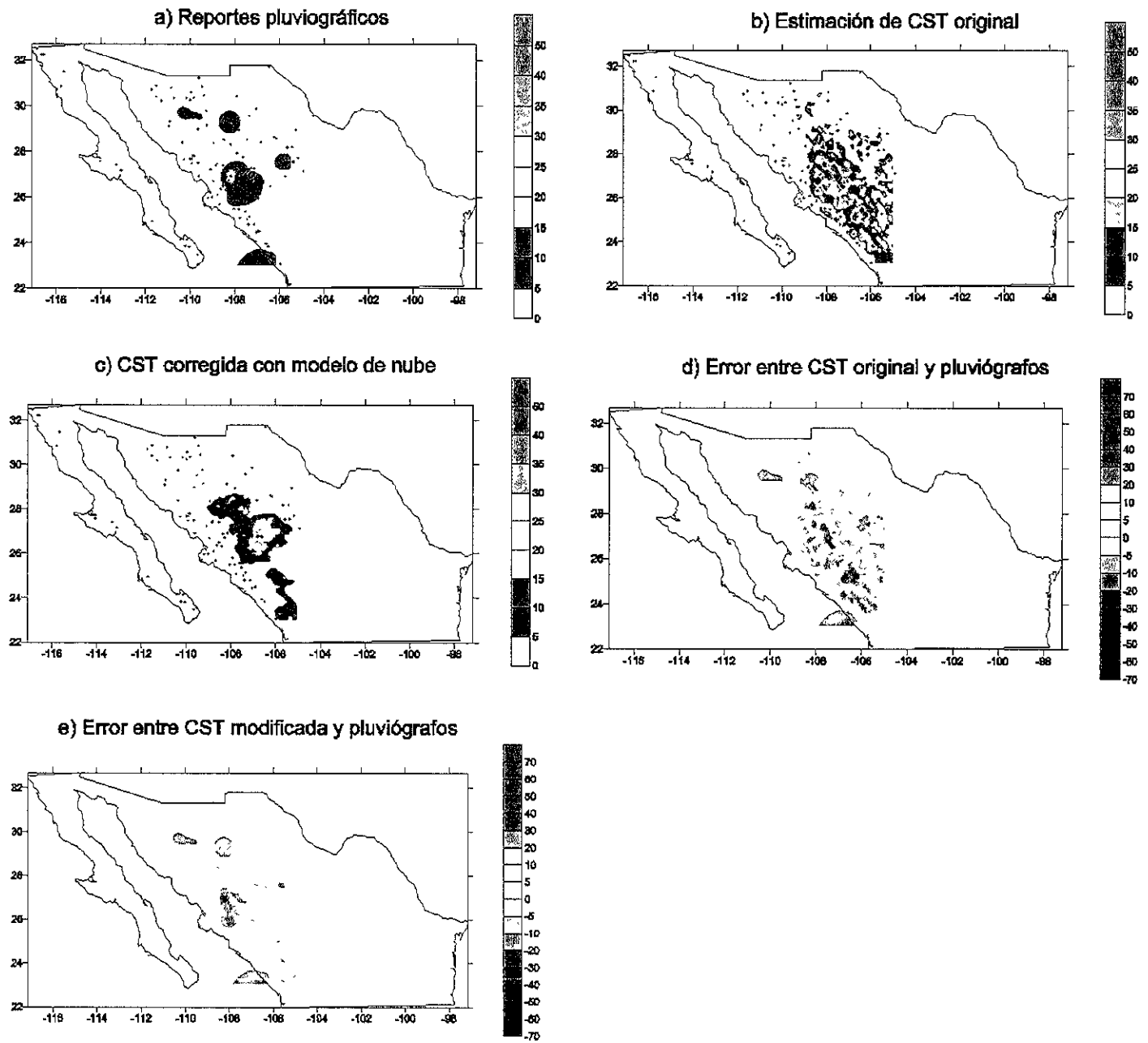


Figura 5.7. Mapas de isoyetas y de error para el día 01 de julio de 1998.

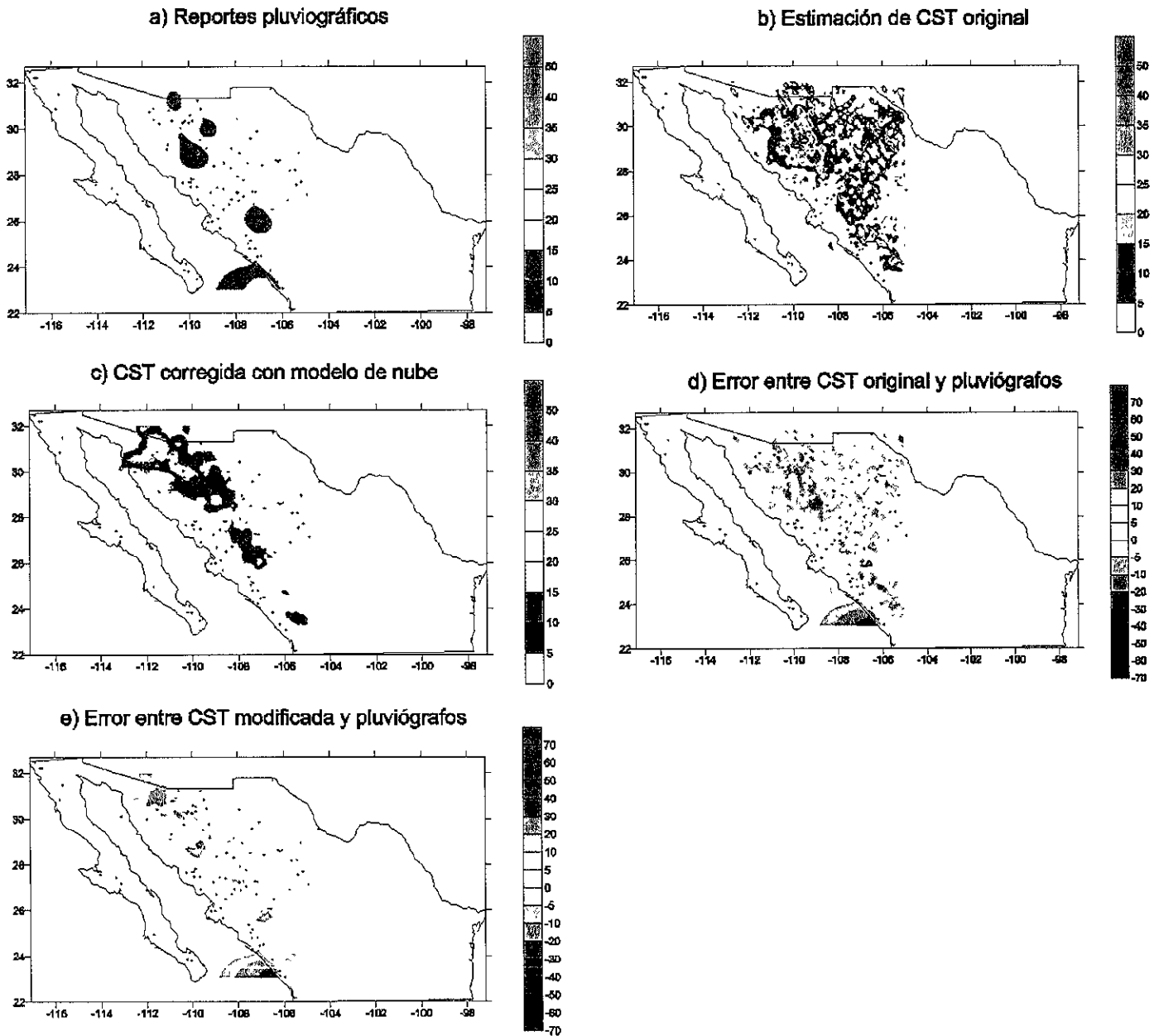


Figura 5.9. Mapas de isoyetas y de error para el día 29 de julio de 1998.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
 INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN GEOMORFOLOGIA Y GEOTECNOLOGIA

Tabla 5.1 Cálculo de las diferentes medidas de error entre las estimaciones hechas con satélite y las mediciones en superficie. Usando CST original y CST modificada con el modelo de nube. 1-p=comparación punto a punto, 9-p=comparación contra el promedio de 9 pixeles y map= comparación entre mapas de isoyetas.

CST EN SU FORMA ORIGINAL

	SESGO (mm)			PDA (mm)			RPDC (mm)			DP			
	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	Dat
07/01/98	1.70	2.04	1.47	3.53	3.48	2.32	7.52	6.99	5.90	171	182	214	29
07/07/98	2.71	2.95	1.65	4.62	4.63	2.75	7.94	7.67	5.75	205	174	176	18
07/29/98	5.93	5.49	2.53	6.35	5.95	3.71	10.61	9.69	7.79	563	476	298	18
PROM	3.44	3.49	1.88	4.83	4.68	2.92	8.68	8.11	6.48	313	277	229	
σ^2	2.20	1.78	0.56	1.42	1.23	0.71	1.67	1.40	1.13	217	172	62	

CST MODIFICADA CON EL MODELO DE NUBE

	SESGO (mm)			PDA (mm)			RPDC (mm)			DP			
	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	1-P	9-P	Map	Dat
07/01/98	-0.47	-0.45	0.33	2.72	2.75	0.33	5.94	5.93	0.33	143	148	47	34
07/07/98	1.78	1.90	1.03	3.55	3.63	1.03	6.11	6.28	1.03	133	117	109	32
07/29/98	3.30	3.21	0.84	4.18	4.09	0.84	7.15	7.13	0.84	219	208	97	28
PROM	1.53	1.55	0.73	3.48	3.49	0.73	6.40	6.44	0.73	165	157	84	
σ^2	1.89	1.85	0.36	0.73	0.68	0.36	0.65	0.65	0.36	47	46	32	

De la tabla 5.1 es posible apreciar que la modificación hecha a CST utilizando las salidas del modelo reducen en forma importante las magnitudes de los errores calculados. Aún con la modificación de la técnica la lluvia se sigue sobrestimando en un orden del 100%.

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

- La técnica convectiva estratiforme (*Convective Stratiform Technique*; CST) fue implementada para ser aplicada a imágenes del satélite GOES-8 con el formato del sistema Galileo-IMTA. Fue posible hacer una estimación de la precipitación en la región noroeste de México durante el verano de 1998.
- Se implementó una técnica de georreferencia que permitió comparar las estimaciones hechas utilizando CST con mediciones en superficie.
- La incertidumbre en cuanto a la distribución espacial de la lluvia, estimada a partir de mediciones pluviométricas, es muy alta ya que, un alto porcentaje de las tormentas que ocurren en la región no es registrado por la red de pluviógrafos.
- En cuanto a la forma de comparar las estimaciones contra datos en superficie, las comparaciones punto a punto y punto contra promedio de nueve píxeles, no presentan diferencia significativa.
- La CST en su forma original sobrestima la lluvia en el noroeste de México para casos de lluvia ligera o media y subestima en casos de lluvia intensa. La sobrestimación es más frecuente y puede estar entre 100 y 500 por ciento.
- Las estimaciones hechas con CST en su forma original, mejoran al hacer promedios tanto espaciales como temporales.
- Del análisis de sensibilidad, se puede concluir que los parámetros más sensibles en esta técnica están siempre relacionados a la pendiente de una recta de ajuste entre dos variables. En particular la precipitación es muy sensible a la pendiente de la recta de ajuste entre temperatura del tope de nube e intensidad de lluvia.
- Por los resultados arrojados en el análisis de sensibilidad fue necesario obtener una nueva relación entre temperatura del tope de nube e intensidad de lluvia. Empleando un modelo unidimensional de nube e inicializándolo con

todos los sondeos disponibles en la estación Empalme, Sonora, se obtuvo la relación: $R_{prom} = 7.20 - 0.02T_{min}$.

- La aplicación de la versión modificada de CST a la región noroeste de México, mejoró las estimaciones de lluvia en un promedio de 130 por ciento con respecto a las estimaciones de la versión original.
- El problema de sobrestimación de la técnica persiste aún con la modificación propuesta.
- Las estimaciones de la versión modificada de CST mejoran conforme se hacen promedios espaciales y temporales.
- La inconsistencia en cuanto a la cuantificación de la lluvia se debe al uso de una relación única entre temperatura del tope de la nube e intensidad de lluvia, pues se demostró que la intensidad de lluvia es sumamente sensible a la pendiente de este ajuste.

6.2 Recomendaciones

Dada la complejidad que presenta el problema abordado en este trabajo, existen varias alternativas que pudieran ser consideradas. A continuación se plantean recomendaciones que pueden ser implementadas en trabajos futuros.

Es necesario incluir la combinación de datos de radar con datos pluviográficos para evaluar en forma más confiable la distribución espacial de las tormentas.

Es importante utilizar este tipo de herramientas en cuestiones que involucren estimaciones en áreas considerablemente grandes, por ejemplo por cuencas hidrológicas o subcuencas, mientras no se demuestre que arroja datos confiables en forma puntual.

De los resultados encontrados en este trabajo se ve claramente que no es posible obtener una estimación de la lluvia con precisión utilizando solamente la temperatura. De los diagramas de dispersión, obtenidos en trabajos anteriores, entre temperatura del pixel y precipitación medida en superficie, es posible

encontrar a cada temperatura relacionada con diferentes intensidades de lluvia. De hecho en el diagrama obtenido con el modelo numérico es posible observar aun gran dispersión. Esto demuestra que hace falta incluir una o más variables dentro de las relaciones de estimación además de la temperatura, una posibilidad es emplear campos de viento y su interacción con la topografía.

Una de las ideas que surge durante la realización de este trabajo es la de utilizar las bases de CST en cuanto a los conceptos de mínimos relativos y pendientes relacionadas a estos. La intención sería relacionarlos directamente con series de tiempo de lluvia en superficie. Con esto se podría encontrar una componente extra a la de temperatura para calcular la intensidad de la lluvia. La idea es analizar como se comporta la imagen de satélite justo encima de un pluviógrafo que registra lluvia y responder a las siguientes preguntas: ¿cómo es la temperatura del pixel?, ¿como es la temperatura promedio de sus vecinos?, ¿en qué dirección está la temperatura más fría?, ¿a qué distancia se encuentra del pixel que coincide con el pluviógrafo?, ¿cómo es la relación de pendiente del pixel central con sus vecinos?, etc.

Una de las limitantes importantes que tiene la CST se relaciona con la forma en que se asigna el área que cubre una tormenta convectiva, pues eso se hace con una simple asignación en espiral a partir de una relación obtenida con el modelo de nube. La propuesta es tomar en cuenta la distribución espacial de la temperatura en la imagen, en forma similar a la asignación de lluvia estratiforme, para calcular directamente de la imagen el área que estará cubierta por lluvia convectiva. Esta idea se refuerza en el hecho de que la asignación de lluvia estratiforme se adapta mejor a las formas de las nubes en la imagen que la lluvia convectiva.

Uno de los posibles problemas con la CST es el relacionado a mínimos relativos formados por más de un pixel, que en la técnica son tratados como cualquier mínimo. Se recomienda sean tratados en forma independiente ya que se invierte

tiempo de cómputo en localizarlos. Es importante verificar por ejemplo si el tamaño de la mancha tiene alguna correlación con la intensidad de lluvia.

Resulta obvio de los resultados encontrados en este trabajo que una técnica que utiliza una relación única entre temperatura y lluvia siempre perderá algunos eventos y sobre todo los eventos extremos. Por lo anterior se puede pensar en una técnica que aplique diferentes relaciones a partir de algún criterio o mejor aún que calcule una nueva relación para cada instante en el tiempo. Por ejemplo sería posible hacer una corrida del modelo de nube para obtener una relación para cada imagen. El modelo podría ser inicializado con el sondeo virtual obtenido de GOES. Todo esto además podría ser calibrado en tiempo real con pluviógrafos telemétricos.

Es importante incluir dentro de la técnica, el seguimiento en el tiempo de la evolución de las tormentas. Esto permite definir el estado de la tormenta en cada paso de tiempo, brindando un criterio más para la asignación de la intensidad de lluvia.

Por otra parte el diseño de técnicas que combinen datos de GOES con datos de otra fuente es definitivamente una línea a seguir en este tema, en específico se recomienda la combinación con datos del satélite TRMM.

Por último es importante reconocer que el problema relacionado con la medición de la lluvia sigue siendo uno abierto. Debe aceptarse también el hecho de que un país como México tiene grandes limitantes en cuanto a la disponibilidad de datos de tipo meteorológico, lo que hace que la verificación de esta clase de herramientas sea más compleja. Es importante reconocer que la responsabilidad de mejorar esta situación no puede depender solamente de las autoridades y que es necesario que la comunidad científica se involucre más directamente en la toma de decisiones para la obtención de datos. Esto permitirá definir los

critérios a utilizar en las redes de mediciones, basándose en la comprensión de los fenómenos físicos que se pretenden medir.

Referencias

Adler, R. F. and A. J. Negri, 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, 27, 30-51

Adler, R. F. and R. A. Mack, 1984: Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23 no. 2, 280-296

Alfonso, L., D. Martínez, C. A. Pérez, 1997. Numerical simulation of tropical convective clouds over Cuba using one-dimensional and time-dependent cloud model. *Atmospheric Research*, 47-48, 343-354.

Arkin, P. A. (1979). The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.

Arkin, P. A and B. Meisner (1987). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.* , 115, 51-74.

Barret, E. C. (1970). The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review.*, 98, 322-327.

Comisión Nacional del Agua, Gerencia del Servicio Meteorológico Nacional. 1999. Disco Compacto titulado "Sondeos Atmosféricos". Perfiles Verticales de parámetros meteorológicos, Base Histórica Nacional (1948-1998). Editado por Isabel Quintas, del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Dittberner, G. J., and T. H. Vonder Haar (1973). Large scale precipitation estimates using satellite data; application to the Indian Monsoon. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B*, 21,317-334.

Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howard and S. Reyes, The Mexican Monsoon, *Journal of Climate*, 6, 1665-1677, 1993.

Follansbee, W. A. (1973). Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. NOAA Technical Memo. NESS 44, Washington, DC, 39 pp.

Griffith, C. G., W. L. Woodley, S. Browner, J. Teijeiro, M. Maier, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar (1976). Rainfall Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery during Daylight Hours. NOAA Tech. Rep. ERL 356-WMPO 7, Boulder, Colorado, 106 pp.

- Kidder, S. Q., and T. H. Vonder Haar (1995). *Satellite Meteorology an introduction*. Academic Press, INC. San Diego, California. 466 pp.
- Kilonsky, B. J., and C. S. Ramage (1976). A technique for estimating tropical open-ocean rainfall from satellite observations. *J. Appl. Meteor.*, 15, 972-975.
- Lankford, R. (1977). *Coastal Lagoons of Mexico, Their Origin and Classification Estuarine Processes*, Vol. 2, pp. 182-215.
- Lovejoy, S., and G. L. Austin (1979a). The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes. *Atmosphere-Ocean*, 17, 77-92.
- Menzel, W. P., and J. F. W. Purdom (1994). Introducing GOES-I: The first of a new generation of Geostationary Operational Environmental Satellites. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 75, 757-781.
- Ogura, Y., Takahashi, T., 1971. Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. *Monthly Weather Review*. 99, 895-911.
- Panofsky H. A. and G. W. Brier, 1968: *Some Applications of Statistics to Meteorology*. The University of Pennsylvania, University Park, PA, 224 pp.
- Rosengaus, M. M., A.Valdez M., J. Velázquez A.y F. García R. (1993). Calibración de un modelo de estimación de precipitación acumulada diaria a partir de imágenes infrarrojas GOES, Informe Técnico No. 8 del Grupo de Huracanes y Fenómenos Hidrometeorológicos Extremos, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.
- Rosengaus, M. M., 1994. Clasificación de imágenes de satélite de acuerdo a parámetros fisiográficos, Informe Técnico No. 12, Subcoordinación de Hidrometeorología, Intituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.
- Sánchez-Sesma, J., 1993. Estimation of Tropical Cyclone Rainfall Using GOES-IR Imagery: An adaptation, Test and Calibration of the Adler-Negri CST., 20th Conference on hurricanes and tropical meteorology, AMS, San Antonio, Texas.
- Sánchez-Sesma, J., 2000. Estimación de lluvia en tiempo real. Informe técnico del proyecto TH-2024, Subcoordinación de Hidrometeorología, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.
- Shiino, J., 1978. Anumerical study of precipitation development in cumulus clouds. *Pap. Meteorol. Geophys.* 29 (4), 157-194.
- Schenck, Hilbert, 1979: *Theories of Engineering Experimentation*. Hemisphere Publishing Corp., Third Edition, pp 302.

Sosa Chiñas M. A., PCT v1.0 Implementación de un método de estimación de precipitación de ciclones tropicales utilizando imágenes de satélite geostacionario, Informe final de trabajo bajo contrato con el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, marzo 1992.

Stout, J. E., D. W. Martin, and D. N. Sikdar (1979). Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 585-598.

Suomi, V. and R. Parent, 1968: Color View of Planet Earth. *Bulletin of the American Meteorological Society.*, 49,74-75

Tsonis A. A., and G. A. Isaac (1985). On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1208-1218.

Woodley, W. L., C. G. Griffith, J. S. Griffin, and S. C. Stromatt (1980). The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Meteor.*, 19, 388-408.

Referencias de Internet

Space Environment Monitor (SEM)

<http://spidr.ngdc.noaa.gov:8080/production/html/GOES/goesmiss.html>

Pan-Pacific Educational and Cultural Experiments by Satellite (PEACESAT)

<http://obake.peacesat.hawaii.edu/default.htm>

Search and Rescue Satellites Aided Tracking system (SARSAT)

<http://www.sarsat.noaa.gov/>