UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS (Universidad del Perú, Decana de América) Facultad de Ciencias Físicas Unidad de Post-Grado de Ciencias Física

DISEÑO DE UN MODELO DE PRONOSTICO DE CRECIDAS EN LA SUBCUENCA DEL RIO SHULLCAS

Berlin Segura Curi

Tesis de Maestria en Física

Asesor Pablo Lagos Enriquez

Co-asesor Ken Takahashi Guevara, PhD

> Lima-Perú 2007

Pablo Lagos Enriquez, docente asociado de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Certifica que: la presente tesis titulada "DISEÑO DE UN MODELO DE PRONOSTICO DE CRECIDAS EN LA SUBCUENCA DEL RIO SHULL-CAS", ha sido realizada bajo mi dirección en el laboratorio del Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima/Instituto Geofísico del Perú (CP-NTC/IGP).

Y para que conste como aval del mismo firmo la presente

Resumen

DISEÑO DE UN MODELO DE PRONOSTICO DE CRECIDAS EN LA SUBCUENCA DEL RIO SHULLCAS

En la sierra del Perú, las lluvias de setiembre a abril son muy importantes para el desarrollo de la agricultura, pero lluvias muy intensas provocarían crecidas en los ríos que afectarían a los agricultores y a la población urbana. Alertas de posibles crecidas serían de gran utilidad a la población, que les ayudaría ponerse a buen resguardo.

El objetivo del presente trabajo es desarrollar un modelo estadístico que permita estimar las variaciones del caudal diario en la subcuenca del río Shullcas (Huancayo-Perú), utilizando estimaciones de precipitación satelital diaria (Técnica Hidro-estimador y la Técnica Convectiva Estratiforme), luego comparar el caudal estimado y determinar la técnica que mejor se ajuste a los datos de caudales y precipitación registradas en las estaciones hidrológicas y meteorológicas. Este modelo podrá ser utilizado en tiempo real con estimaciones satelitales horarias de lluvia para hacer predicciones a corto plazo de crecidas que permitan alertar a la población de posibles inundaciones y crecidas en los ríos.

Design of a flash flood forecast model for the Shullcas River subbasin, Peru

Seasonal rainfall (September to April) in the Central Andes of Peru is important for agricultural interests, but intense rainfall results in excessive river discharge that damages farmland and urban areas. Flash flood warnings are needed to protect population and enhance civil defense.

The objective of the present work is to develop a statistical model to estimate variations in daily discharge in the Shullcas River subbasin (Huancayo-Peru), using daily satellite precipitation data (Hydro-estimator Technique and the Convective Stratiform Technique). The work compares the estimated discharge with measured discharge and rainfall to determine the technique that best reflects hydrologic and meteorologic data. This model could be used in real time with hourly satellite rain estimates to make short term flash flood predictions and provide alerts.

A mis padres: Dionisio Segura Julca y Silvestra Curi Vicuña Y hermanos: Zoraida, José y Orlando

Agradecimientos

Índice general

gradecimientos	v
dice general	VII
dice de Tablas v	III
dice de figuras	x
losario de términos	XI
sta de símbolos	хII
Introducción	1
Antecedentes 2.1. Precipitación en la Cuenca del Mantaro según Hidro-estimador 2.2. Estimación de precipitación en Perú según CST/TMI 2.3. Precipitación estimada sobre la cuenca Cuareim (Uruguay) 2.4. Sistema de alerta de inundación en Costa Rica 2.5. Validación del HE en Puerto Rico 2.6. Predicción de crecidas en áreas de montaña	3 3 5 7 9 11
Fundamento teórico 3.1. Crecientes 3.1.1. Método 1: Análisis Históricos de Caudales Máximos 3.1.2. Método 2: Relaciones entre cuenca, lluvia y caudal 3.2. Detección de crecidas 3.2.1. Satélite 3.2.2. Detección de relámpagos 3.2.3. Radar 3.2.4. Pluviómetros	 17 17 17 18 20 20 20 20 20 20 21
3.3. Previsión de crecidas	21 21

	3.4.1. Hidrograma anual	21
	3.4.2. Hidrograma de tormenta	22
3.5.	Cuenca Hidrográfica	23
	3.5.1. Características geomorfológicas de la cuenca \ldots .	23
3.6.	Precipitación	24
	3.6.1. Precipitacion ciclónica	24
	3.6.2. Precipitación convectiva	24
	3.6.3. Precipitacion orográfica	25
4. Esti	imación de precipitación por satélite	26
4.1.	Hidro-estimador	26
	4.1.1. Lluvia y temperatura de brillo del tope de la nube	26
	4.1.2. Cálculo de la tasa de lluvia horaria $(Rain_{1hora})$	28
4.2.	CST/TMI	29
5. Met	todología y procedimientos	30
5.1.	Datos observados	33
5.2.	Datos estimados	35
6. Res	sultados y Discusión	37
7. Cor	iclusiones	40
8. Rec	comendaciones	41
Biblio	rrafía	49
DIDIO	<u>srana</u>	74
ΤΛτ		15
IAI	1CAUS	40
A. Téc	nicas de estimación	46
B. Sate	élite GOES	47
B.1.	GOES 10 y 12	48
	B.1.1. El GOES Imager	49
	B.1.2. El GOES Sounder	49

Índice de cuadros

B.1.	Caracteristicas	del	Imager																					49	9
------	-----------------	----------------------	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	----	---

Índice de figuras

2.1.	Media mensual de la precipitación según satélite	4
2.2.	Climatología mensual de la precipitación	4
2.3.	Promedio anual de la precipitación según satélite	5
2.4.	Promedio multianual de lluvias según Atlas Climático	6
2.5.	Tasa de lluvia mensual para febrero del 2002	6
2.6.	Dispersión: observado y precipitación estimada (sin corregir) $% {\displaystyle \sum} $	8
2.7.	Dispersión: observado y precipitación estimada (corregido)	8
2.8.	Precipitación estimada por el Hidro-estimador en Costa Rica .	10
2.9.	Mapa de inundaciones y nivel alto en los ríos	10
2.10	. Lluvia instantánea entre HE y pluviómetros en Puerto Rico	12
2.11	. Lluvia instantánea entre HE y radar en Puerto Rico	12
2.12	. Lluvia acumulada entre HE y pluviómetros en Puerto Rico	13
2.13	. Precipitacion estimada por el radar S-POL	15
2.14	. Distribucion temporal de la precipitacion estimada por radares	16
2.15	. Descargas en Bufalo por el modelo hidrologico	16
4.1. 4.2.	Tasa de lluvia media vs Temperatura de brillo de imágenes . Historia evolutiva de una nube vista por satélite y radar	27 29
5.1.	Cuenca del Mantaro	31
5.2.	Subcuenca del río Shullcas	31
5.3.	CST/TMI. 22 de enero del 2001	32
5.4.	hidro-estimador. 22 de enero del 2001	32
5.5.	Estaciones meteorológicas	33
5.6.	0	
	Precipitación observada, verano del 2001	34
5.7.	Precipitación observada, verano del 2001	$\frac{34}{34}$
5.7. 5.8.	Precipitación observada, verano del 2001	34 34 36
5.7. 5.8. 5.9.	Precipitación observada, verano del 2001Precipitación observada, verano del 2002Precipitación estimada y observada 2001Precipitación estimada y observada 2002	34 34 36 36
5.7.5.8.5.9.6.1	Precipitación observada, verano del 2001	34 34 36 36 38
 5.7. 5.8. 5.9. 6.1. 6.2 	Precipitación observada, verano del 2001 Precipitación observada, verano del 2002 Precipitación observada, verano del 2002 Precipitación estimada y observada 2001 Precipitación estimada y observada 2002 Precipitación estimada y observada 2002 Dispersión CST e Hidro-estimador Precipitación estimador	34 34 36 36 38 38
 5.7. 5.8. 5.9. 6.1. 6.2. 6.3 	Precipitación observada, verano del 2001 Precipitación observada, verano del 2002 Precipitación observada, verano del 2002 Precipitación estimada y observada 2001 Precipitación estimada y observada 2002 Precipitación estimada y observada 2002 Dispersión CST e Hidro-estimador Dispersión Obs. e Hidro-estimador Dispersión Obs. e Hidro-estimador Dispersión Obs. e Hidro-estimador	34 34 36 36 38 39 30

B.1.	Satélite GOES		•									48
B.2.	Cobertura GOES 10 y 12	•	•		•			•				48

Glosario de términos

NOAA/NESDIS : National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite, Data and Infromation Service

GOES:	Geostationary Operational Environmental Satellite
CST/TMI : Radiometer	Convective-Stratiform Technique/TRMM Microwave
TRMM:	Tropical Rainfall Measuring Mission

Lista de símbolos

- ${\cal R}$: Tasa de lluvia
- T: Temperatura de brillo del tope de la nube
- PWRH : Factor de corrección de humedad
- VRR: Volumen instantáneo de la tasa de lluvia
- R_M : Tasa de lluvia media
- T_{\min} : Temperatura mínima del modelo de nube

Capítulo 1 Introducción

Las precipitaciones estacionales (de setiembre a abril) son muy importantes para el desarrollo de la agricultura, pero lluvias muy intensas provocan crecidas en los ríos que afectan a los agricultores y a la población urbana. Alertas de posibles crecidas serían de gran utilidad a la población, ya que incluso unas pocas horas de aviso podrían ser suficientes para ponerse a buen resguardo a la población, as como sus posesiones más valiosas.

Las crecidas típicamente ocurren a las pocas horas de un evento intenso de lluvia en la cuenca y este retraso crea la posibilidad de realizar alertas de crecidas con unas horas de anticipación sobre la base de estimaciones de lluvia en tiempo real. La relación entre las precipitaciones en la cuenca y el caudal en un punto depende de una serie de factores, como son las características geomorfológicas (pendientes, tipo de suelo, etc.), el tipo de uso del suelo, así como el nivel de saturación del suelo, el cual depende de la historia pasada de las precipitaciones. Debido a esto, idealmente la estimación de caudales se haría mediante el uso de un modelo hidrológico que tome estos factores en consideración. Otra alternativa es el uso de modelos estadísticos desarrollados usando los valores históricos de las variables de interés (caudales, lluvia), los cuales incorporan en forma implícita las características de la cuenca que varían poco en el tiempo (geometría de la cuenca, pendientes, tipo de suelo, etc.). Los modelos estadísticos tienen la ventaja de ser sencillos de implementar y de requerir comparativamente pocos datos para su desarrollo.

El objetivo de esta tesis es desarrollar un modelo estadístico que permita estimar las variaciones del caudal diario en la subcuenca del río Shullcas, utilizando estimaciones de precipitaciones satelitales diarias. Este modelo podrá ser utilizado en tiempo real con estimaciones satelitales horarias de lluvia para hacer predicciones a corto plazo de crecidas que permitan alertar a la población de posibles inundaciones y crecidas en los ríos.

Antecedentes

2.1. Precipitación en la Cuenca del Mantaro según Hidro-estimador

Las lluvias en la sierra central del Perú según Atlas climático (IGP [7]), están marcadas por un periodo lluvioso (setiembre-abril) y seco (mayo-agosto). Un estudio realizado por Segura et al. (2006) usando la técnica Hidro-estimador (Vicente et al. [15]) para la cuenca del Mantaro, ha mostrado que las precipitaciones significativas comienzan en octubre, se incrementan hasta llegar a su máximo valor en febrero, luego disminuyen durante los meses de marzo y abril (Figura 2.1), el cual coincide con el Atlas Climático (Figura 2.2). Según este estudio tres zonas de mayor precipitación estimadas por satélite han sido identificadas, en la parte noroccidental, suroccidental y suroriental de la cuenca y de menor precipitación en la zona del valle (Figura 2.3), lo cual coincide con el Atlas Climático (Figura 2.4)



Figura 2.1: Media mensual de la precipitación según satélite (Segura et al. [13])



Figura 2.2: Climatología mensual de la precipitación según Atlas Climático (IGP [7])

2.2. Estimación de precipitación en Perú según CST/TMI

En el estudio realizado por Fashé [5], las lluvias mensuales estimadas de imágenes de satélite $GOES^{1}$ -8 sobre el Perú durante el verano, fueron comparadas con lo estimado por el satélite $TRMM^{2}$. Fue utilizado la técnica CST/TMI^{3} (Adler et al. [1]; Negri et al. [9]), que calcula los valores digitales mínimos de temperatura en las imagenes infrarrojas. Este algoritmo determina si estos valores tienen características convectivas o estratiforme, y le asigna una cantidad de lluvia grande o pequea en un área, respectivamente. La correlación entre la precipitación estimada usando la técnica CST/TMI y los productos TRMM, para el mes de febrero del 2002 (Figura 2.5)fue de 0.87 sobre la sierra peruana, con una desviación media de +48.8% con respecto a la media medida por el TRMM.

³Convective-Stratiform Technique/TRMM Microwave Radiometer



Figura 2.3: Promedio anual de la precipitación según satélite (Segura et al. [13])

¹Geostationary Operational Environmental Satellite

²Tropical Rainfall Measuring Mission



Figura 2.4: Promedio multianual de lluvias según Atlas Climático (IGP [7])



Figura 2.5: Tasa de lluvia mensual para febrero del 2002 (Fashé [5])

2.3. Precipitación estimada sobre la cuenca Cuareim (Uruguay)

En el estudio realizado por Vila [17] se valido la precipitación satelital (hidro-estimador) de marzo de 2002 a julio del 2003 con datos observados de 30 pluviómetros de la National Meteorology Direction (DNM) de Uruguay. Se evaluó el funcionamiento de la técnica hidro-estimador sobre la cuenca de Cuareim (Uruguay).

Se realizaron correcciones en el hidro-estimador, donde se obtuvo dos tipos de precipitación: una precipitación con núcleo calculada por la función ley potencial y otra precipitación sin núcleo donde su máximo valor no podía exceder los 12 mm/h y debía de ser la quinta parte de la precipitación convectiva para un determinado píxel (Vila [18]). Corrección de la humedad: el factor de humedad relativa (RH) ha sido modificado, una cantidad de precipitación es evaporada antes de alcanzar la tierra, luego de quitar la fracción de precipitación que cae. Corrección orográfica: el Modelo de Elevación Digital de Sudámerica de escala GOES combinado con vientos de bajo nivel, produjo una corrección en la distribución de la precipitación satelital.

Entre los resultados se obtuvo una dispersión de 24 horas, entre el promedio espacial de la precipitación satelital y los datos de pluviómetros sobre la cuenca. Se obtuvo bias de 6.4 mm y RMSE de 19.3 mm y un coeficiente de correlación de 0.50 (Figura 2.6). Al corregir las estimaciones satelitales con datos de pluviómetros, que ajustan la muestra espacial (Vila et al. [19]), el funcionamiento del modelo mejoro para todos los parámetros estadísticos (Figura 2.7). En este caso, las bias para lluvia ligera (menor de 10 mm/día) fue de 0.6 mm y RMSE de 2.5 mm, mientras la lluvia de moderado a fuerte (mayor de 10 mm/día), los valores fueron de -2.4 y 12.6 mm para las bias y RMSE respectivamente. La escasa disponibilidad de imágenes GOES (Con vacíos hasta de 90 minutos entre imágenes) puede ser el responsable de esta situación.



Figura 2.6: Dispersión de datos observados y precipitación diaria estimada (sin corregir) (Vila [17])



Figura 2.7: Dispersión de datos observados y precipitación diaria estimada (corregido) (Vila [17])

2.4. Sistema de alerta de inundación en Costa Rica

En este estudio se presenta las experiencias y desafios en usar un sitema de alerta temprana CAFFG⁴ (Alfaro [3]), el cual ha sido implementado operacionalmente en el IMN⁵ de Costa Rica desde el 2004. El sistema se basa en datos de entrada de precipitación satelital (Hidro-estimador). El sistema emite alertas y alarmas de crecidas en toda Costa Rica, los pronósticos de precipitación a corto plazo entre 1 y 6 horas son la única intervención humana sobre el sistema.

La validación de las salidas del CAFFG en tiempo y espacio, para la estación lluviosa del 2004, mostró un resultado esperanzador para la precipitación convectiva (nubes de tope frío), con aproximadamente 65 % de tasa de éxito para la ocurrencia de crecidas, 35 % de tasa de falsa alarma y 4 % de tasa errada.

Durante la estación lluviosa del 2005, nuevas herramientas han sido implementadas, como el Quantitative Precipitation Forecast (QPF) del modelo regional ETA⁶ de 10 Km de resolución. Se muestran mapas de precipitación satelital (Figura 2.8) y de riesgo de inundación (Figura 2.9).

Entre las conclusiones, la alta calidad de los pronósticos de precipitación a corto plazo es necesaria para mejorar las tasas de éxito y falsa alarma y la puntualidad de las alertas y alarmas. Se espera que usando el QPF de otros modelos, tal como el MM5⁷, se mejore la salida del sistema. Un algoritmo para estimar precipitación satelital de nubes de tope cálido, es necesario como dato de entrada en el sistema, durante la estación de invierno.

⁴Central America Flash Flood Guidance

⁵Instituto Meteorológico Nacional

⁶state-of-the-art atmospheric model

⁷The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model



Figura 2.8: Precipitación estimada por el Hidro-estimador, para el 2 de octubre del 2005 (Alfaro [3])



Evaluación del riesgo de inundación para el 021005 a las 00 Z, usando las lluvias estimadas con los datos del satélite.

Figura 2.9: Mapa de inundaciones y nivel alto en los ríos (Alfaro [3])

2.5. Validación del HE en Puerto Rico

Una fuerte tormenta convectiva en Puerto Rico fue seleccionada para la validación del HE (Cruz [4]). La cual tuvo lugar del 11 al 13 de noviembre del 2003 y provocó inundaciones sobre las áreas urbanas y agrícolas. Se usaron 125 pluviómetros localizados en Puerto Rico y datos de Next Generation Radar (NEXRAD), para luego ser comparados con la data del HE.

El resultado de la estimación de lluvia instantánea en una hora, entre el HE y los pluviómetros, muestra que el HE no produce una estimación confiable, debido a que los puntos se alejan de la línea recta. Los datos muestran una correlación de 59 % y un coeficiente de determinación (R^2) de 0,35 (Figura 2.10). Mientras que los resultados entre el HE y el radar, mostraron una correlación de 34 % y un coeficiente de determinación de 0,11 (Figura 2.11).

El resultado de la estimacin de lluvia acumulada a través del tiempo, entre el HE y los pluviómetros, fue más consistente, se obtuvo un sesgo de 0.96, que indica una subestimación, pero no es de gran impacto, se encuentra cerca a la unidad, se observa un patrón de oscilación, donde en cada 20hlos valores se ajustan a los pluviómetros. Además los datos muestran una correlación de 97 % y un coeficiente de determinación de 0,94 (Figura 2.12). Por otro lado el estudio entre el HE y el radar, se obtuvo un sesgo de 1,83 lo cual en promedio indica una sobreestimación y una correlación de 63 %.



Figura 2.10: Gráfica de la lluvia instantánea estimada por el Hidro-estimador y lo observado por los pluviómetros (Cruz [4])



Figura 2.11: Gráfica de la lluvia instantánea estimada por el Hidro-estimador y radar (Cruz [4])



Figura 2.12: Gráfica de la lluvia acumulada estimada por el Hidro-estimador y lo observado por los pluviómetros (Cruz [4])

2.6. Predicción de crecidas en áreas de montaña

La predicción de crecidas e inundaciones causadas por precipitación convectiva en áreas de montaña, requiere una estimación exacta de la distribución de lluvia en el espacio y tiempo. Los detalles de la distribución espacial son críticos en terrenos montañosos, debido a que las micro-cuencas (watersheds) son de tamaño pequeños y los errores de posición en la localización de la precipitación puede distribuir las lluvias sobre la micro-cuenca incorrectamente, de acuerdo con el estudio de Warner et al. [20] y Yates et al. [21], en el que diferentes técnicas para la estimación y la predicción de la precipitación convectiva fueron comparadas en el estudio de un caso de inundación en Búfalo (Colorado) en 1996 (Figura 2.13). La precipitacion estimada por el radar S-POL KDP es mayor comparado a lo estimado por los radares WSR-88D y S-POL Reflectivity (Figura 2.14). El caudal obtenido segun la precipitacion estimada por el radar S-POL KDP se aproxima al pico estimado de 450 cms , mientras que el caudal estimado por los otros radares son menores que el pico estimado (Figura 2.15).



Figura 2.13: Precipitacion acumulada entre las 17:00-21:00 (hora local Denver)para el 12 de julio de 1996 estimada por el radar S-POL del NCAR (Warner et al. [20])



Figura 2.14: Distribucion temporal de la precipitacion (promedio de 6 horas) estimada por radares sobre la microcuenca en Buffalo (Warner et al. [20])



Figura 2.15: Simulacion de descargas en Bufalo (inundacion del 12 de julio de 1996) por el modelo hidrologico segun precipitacion estimada por radares (Yates et al. [21])

Fundamento teórico

3.1. Crecientes

Las crecientes son eventos extraordinarios que se presentan en los cauces de la corrientes naturales, durante las cuales las magnitudes del caudal superan en valor medio de dicha corriente (Silva [14]).

La predicción de crecidas ha sido un motivo de controversias, debido a que los métodos que analizan crecientes deben hacer una proyección hacia el futuro, aplicando la teoría de probabilidades con alto grado de incertidumbre.

Los metodos de calculo varían entre la aplicación de conceptos de estadística y probabilidad a registros históricos de caudales máximos y el uso de formulas que relacionan algunas características de la hoya vertiente con las lluvias de corta duración, se mencionan dos métodos:

3.1.1. Método 1: Análisis Históricos de Caudales Máximos

El análisis estadístico de la serie de máximos históricos permite establecer la confiabilidad de la serie en cuanto tiene que ver con la longitud del registro y la consistencia de la información. Luego de ver la confiabilidad de la serie se procede a calcular las variables estadísticas: el promedio, desviación estándar y el coeficiente de asimetría.

Posteriormente usando métodos de inferencia estadítica, se calculan los parámetros (esperanza matemática, varianza y coeficiente de asimetría) de la población para aplicarlos en el pronóstico de probabilidad de las crecientes futuras. Se selecciona una distribución de probabilidades y se calculan los picos de crecientes para periodos de retorno determinados. El periodo de retorno es una medida de la probabilidad de que un evento de una determinada magnitud sea igualado o excedido por lo menos una vez en un año cualquiera. Por ejemplo el periodo de retorno de una creciente de 100 años, es la creciente que tiene probabilidad del 1% de presentarse o ser superado por lo menos una vez en un año cualquiera.

La magnitud de la creciente de periodo de retorno (Tr) es:

$$Q_t = \mu + k s \tag{3.1}$$

donde:

 Q_t : Caudal pico de periodo de retorno

 μ : Esperanza matemática de la serie

s:Raíz cuadrada de la varianza

k: Nivel de probabilidad (factor de frecuencia de la distribución de probabilidades)

El método tiene un buen rigor matemático de la teoría de probabilidades, pero no tiene en cuenta los factores físicos de la corriente de drenaje y de la cuenca vertiente.

3.1.2. Método 2: Relaciones entre cuenca, lluvia y caudal

El análisis cuidadoso de la relación que existe entre las características físicas de la cuenca, los factores de la lluvia y los hidrogramas de creciente ofrece un panorama amplio de conocimiento sobre la formación de los caudales extraordinarios y permite hacer un pronostico relativamente confiable sobre los eventos futuros de esta naturaleza.

El termino pronostico relativamente confiable se utiliza, para expresar que, aun cuando exista la incertidumbre propia de todo pronostico, los resultados que se obtienen en el análisis tienen ordenes de magnitud adecuados a las necesidades de los diseños. Siempre que se hace un pronostico existe la probabilidad de fallar. Lo que se busca en los estudios hidrológicos es lograr que la probabilidad de falla sea pequeña.

El primer paso en el análisis consiste en la recolección de información cartográfica, pluviográfica y limnigráfica para delimitar la cuenca vertiente, determinar sus caractersticas morfométricas, geotécnicas y de uso de suelo, y seleccionar hidrogramas históricos de crecientes junto con sus respectivos aguaceros.

El procedimiento continúa con el calculo de hidrogramas unitarios o con la programación de modelos matemáticos de escorrentía que se calibran con la información histórica existente.

Por ultimo se hace una síntesis probabilística de los aguaceros de corta duración y se establecen las curvas de intensidad-duración-frecuencia. Las curvas se aplican luego al hidrograma unitario a al modelo matemático para obtener pronósticos de los hidrogramas de crecientes futuras.

Cuencas pequeñas

En hidrologa una cuenca no se define solamente por su tamaño. Es mas importante en su definición el concepto de cuenca homogénea. Una cuenca es homogénea cuando tiene las mismas caractersticas físicas y de almacenamiento en toda su área. Por ejemplo, si una cuenca en una zona montañosa tiene una pendiente relativamente uniforme en las laderas que vierten a la corriente de drenaje y además el cauce de la corriente tiene una pendiente longitudinal constante, y el uso del suelo es similar sobre toda el área, la cuenca puede considerarse como homogénea.

En general, las cuencas homogéneas tienen limitaciones de tamaño y es difícil encontrar cuencas montañosas homogéneas mayores de $25km^2$ y cuencas de llanura homogénea mayores de $100km^2$. Por esta razón es conveniente definir en hidrología una cuenca pequeña como aquella que tiene las características de una cuenca homogénea.

En una cuenca pequeña el calculo de las crecientes es sencillo porque basta un solo hidrograma unitario o un modelo matemático univariado para definir la relación lluvia-cuenca-caudal.

Cuencas grandes

Cuando una cuenca no es homogénea se considera como una cuenca grande. El procedimiento en este caso consiste en dividir la cuenca grande o principal en varias subcuencas homogéneas, hacer una análisis de crecientes en cada subcuenca homogénea y luego transitar los resultados a lo largo de la corriente principal.

Con este procedimiento se determinan tantos hidrogramas unitarios como subcuencas homogéneas se hayan definido, o se formula un modelo matemático multivariado.

De acuerdo con la calidad de la información disponible el transito de las crecientes a lo largo de la corriente principal puede realizarse por métodos hidrológicos o hidráulicos.

Entre los métodos hidrológicos conocidos están el método Muskingum y el de Superposición y Traslado de Hidrogramas. Los métodos hidráulicos están basados en la teoría del flujo no permanente en canales.

3.2. Detección de crecidas

Las crecidas están asociadas con muchos tipos de convección, todas capaces de producir una cantidad excesiva de precipitación sobre un área en particular(National Severe Storms Laboratory [10]).

La clave para detectar las crecidas por precipitación es determinar su localización, el área de extensión y el tiempo de duración de los núcleos de precipitación más intensos asociados con el Sistema Convectivo Mesoescala. Las principales herramientas usadas para detectar una fuerte precipitación asociado con las crecidas, son el satélite, el sistema de observacin de relámpagos, el radar y los pluviómetros.

3.2.1. Satélite

Las imagenes por satélite pueden indicar la presencia de sistemas de escala pequeña y grande asociado con una fuerte precipitación, aquellas indican la característica de organización asociado a los Sistemas Convectivos Mesoescala, también ayuda a estimar la precipitación usando imágenes infrarrojas basados en la temperatura del tope de nubes.

3.2.2. Detección de relámpagos

El sistema de detección de relámpagos puede indicar la presencia de convección húmeda profunda, el cual puede ayudar a detectar algunos situaciones de crecidas. La mayor precipitación parece ocurrir cuando los relámpagos son más intensos.

3.2.3. Radar

El radar puede mostrar la localización de los núcleos de precipitación intensa asociado con la convección húmeda profunda, y estimar la duración de la precipitación. El radar también puede seguir la evolución de los sistemas convectivos en el tiempo. La animación en radar provee una información específica sobre el movimiento del sistema convectivo y ayuda en la evaluación de la amenaza de crecidas.

3.2.4. Pluviómetros

Los pluviómetros proveen el método más exacto de medición de precipitación en un punto geográfico. Para tener un valor operacional, el reporte del pluviómetro debe estar disponible en tiempo real. En tiempo real la red de pluviómetros debe ser útil para la detección de crecidas, cuando la precipitación estimada por radar, pueda ser comparada con el valor actual del pluviómetro, para determinar la exactitud de la estimación por radar.

3.3. Previsión de crecidas

Las crecidas representan diferentes retos de previsión y detección, debido a que ellas no son siempre provocados por fenómenos meteorológicos. Las crecidas resultan cuando ambas condiciones meteorológicas e hidrológicas existen juntas. Aunque es necesario una precipitación fuerte, la cantidad y duración de precipitación pueda o no resultar en una crecida, dependiendo de las características hidrológicas de la subcuenca, donde esta lloviendo. Las variables incluyen a sabiendas cuanta agua corre, lo fuerte que la corriente esta fluyendo, cuanto tiempo ha estado lloviendo en una cuenca de drenaje, donde la tormenta esta localizada y que rápido o lento esta moviéndose, la porosidad del suelo y la cantidad de agua que ya tiene, la cantidad de vegetación que cubre el suelo, la geografía general y la pendiente del suelo.

3.4. Hidrograma

Un hidrograma es una gráfica caudal vs tiempo que mostrará la tasa de flujo como función del tiempo en un lugar dado (en la sección de aforo). El hidrograma es "una expresión integral de las características fisiográficas y climáticas que rigen las relaciones entre la lluvia y la escorrentía de una cuenca de drenaje particular" (Chow, 1987). Existen dos tipos de hidrogramas de especial interés: el hidrograma anual y el hidrograma de una tormenta. (Molina [8])

3.4.1. Hidrograma anual

El hidrograma anual es una gráfica de caudal vs tiempo en un año, muestra el balance de largo plazo de la precipitación, la evaporación y el caudal en una cuenca. El volumen total de flujo bajo el hidrograma anual es la capacidad de la cuenca. Existen tres tipos principales de hidrogramas anuales, según el tipo de régimen de flujo del río o la corriente analizada. Ver Figura

Regimen perenne

Regimen perenne (flujo continuo), es caracterstico de climas húmedos. Los picos que se originan por las tormentas se conocen como escorrentía directa o flujo rápido, mientras que el flujo con pocas variaciones en los períodos sin lluvia se llama flujo base. La mayor parte de la capacidad de la cuenca para este tipo de ríos proviene del flujo base, lo cual indica que una gran proporción de la lluvia se infiltra en la cuenca y alcanza el río más tarde como flujo sub-superficial.

Régimen efímero

Existen largos períodos durante los cuales el río está seco. La mayor parte de la lluvia se convierte en escorrentía directa y presenta muy poca infiltración. En este caso la capacidad de la cuenca es el resultado de la escorrentía directa de tormentas grandes.

Régimen nival

En este caso el río se alimenta por el derretimiento de nieve. El gran volumen de agua que se almacena en la nieve, en conjunto con su permanente salida, crean un hidrograma anual que varía en forma más suave a lo largo del año que los de las corrientes perennes o las efímeras.

3.4.2. Hidrograma de tormenta

En los hidrogramas anuales se observan picos de crecientes. Estos representan tormentas, que son eventos puntuales. Un hidrograma de tormentas presentará en detalle de manera gráfica las consecuencias en el caudal del evento de precipitación ocurrido.

Existen cuatro componentes de un hidrograma de caudal durante una tormenta (figura). Antes de que comience la lluvia en forma intensa, el flujo base está disminuyendo lenta y gradualmente (segmento AB). La escorrentía directa empieza en B, alcanza su pico en C y termina en D. Luego sigue el segmento DE en el cual nuevamente empieza la recesión normal del flujo base.

3.5. Cuenca Hidrográfica

Cuenca es el área geográfica, referida a una sección del río o un punto de terreno o una sección de una calle, tal que la precipitación caída dentro de ella escurra a ese punto o sección.

Puede definirse también como un área de captación natural de agua de lluvia que converge escurriendo a un único punto de salida. La cuenca hidrográfica se compone básicamente de un conjunto de superficies vertientes a una red de drenaje formada por cursos de agua que confluyen hasta resultar en un único lecho colector.

3.5.1. Características geomorfológicas de la cuenca

Estudiar el recurso hídrico de una cuenca, es un problema complejo que requiere del conocimiento de muchas características de la cuenca, algunas de las cuales son difíciles de expresar mediante parámetros o índices que son muy útiles en el estudio de una cuenca y permitir una comparación con otras cuencas mediante el establecimiento de condiciones de analogía. Se exponen diversas características de una cuenca

Area

Se estima a través de la sumatoria de las áreas comprendidas entre las curvas de nivel y los límites de la cuenca. Esta suma será igual al área de la cuenca en proyección horizontal.

Perímetro

Es la longitud total de los límites de la cuenca.

Longitud mayor del río

Se denomina así a la longitud del curso de agua más largo.

Ancho promedio

Es la relación entre el área de la cuenca y la longitud mayor del curso de agua.

Pendiente de los cauces

La pendiente de los cauces influye sobre la velocidad de flujo, constituye un parámetro importante en el estudio del comportamiento del recurso hídrico en el tránsito de avenidas; así como la determinación de las características óptimas para aprovechamientos hidroeléctricos, estabilización de cauces, etc.

3.6. Precipitación

Se denomina precipitación al agua que proviene de la humedad atmosférica y cae a la superficie terrestre, principalmente en estado líquido o en estado sólido. La precipitación es uno de los procesos meteorológicos más importantes para la hidrología, y junto a la evaporación constituyen la forma mediante la cual la atmósfera interactúa con el agua superficial en el ciclo hidrológico del agua.

La precipitación se clasifica de acuerdo al mecanismo de formación como:

3.6.1. Precipitacion ciclónica

Cuando dos masas de aire, una caliente y una fría, se encuentran, en lugar de simplemente mezclarse, aparece una superficie de discontinuidad definida entre ellas, llamada frente. El aire frío al ser más pesado, se extiende debajo del aire caliente por lo que el aire caliente se eleva y su vapor de agua se puede condensar y producir precipitación.

3.6.2. Precipitación convectiva

Se presenta cuando una masa de aire que se calienta tiende a elevarse, por ser el aire cálido menos pesado que el aire de la atmósfera circundante. La diferencia en temperatura puede ser resultado de un calentamiento desigual en la superficie, enfriamiento desigual en la parte superior de una capa de aire, o por la elevación mecánica cuando el aire se fuerza a pasar sobre una masa de un aire más denso (ciclones), o sobre una barrera montañosa.

A medida que la masa se eleva, el aire se enfría pues cae su punto de precipitación. Esto genera la condensación de parte del vapor de agua dentro de la masa de aire, formando nubes. Estas nubes descargan lluvia con incremento en el calor latente a travs del proceso de precipitacin. Un claro ejemplo de este tipo de precipitación son las tormentas eléctricas al atardecer que se desarrollan en días calurosos de aire húmedo, precipitación desde el interior de encumbradas nubes en forma de yunque. La precipitación convectiva es puntual y su intensidad puede variar entre aquellas que corresponden a lloviznas y aguaceros.

3.6.3. Precipitacion orográfica

Resulta del choque entre las corrientes oceánicas de aire que cruzan sobre la tierra y las barreras montañosas, generando la elevación mecánica del aire, el cual posteriormente se enfría bajo la temperatura de saturación y vierte humedad. En terrenos rugosos la influencia orogrfica es marcada, tanto que los patrones de precipitación de tormentas tienden a asemejarse al de la precipitacin media anual. La mayoría de las lluvias orográficas son depositadas sobre las pendientes a barlovento.

Estimación de precipitación por satélite

4.1. Hidro-estimador

La técnica de estimación de lluvias por satélite Hidro-estimador, originalmente llamada Auto-Estimador (AE) fue desarrollada por Vicente et al. [15] para producir automáticamente estimaciones de lluvias cada media hora para los U.S.A. Fue desarrollado en la NOAA/NESDIS¹, usa la banda infrarroja $(10.7\mu m)$ del satélite GOES-12 de resolución espacial $4 \times 4km$ para calcular en tiempo real la cantidad de precipitación. El calculo se basa en la ley potencial de regresión logarítmica que se deriva de un análisis estadístico entre la estimación de lluvia instantánea obtenida con un radar en superficie y la temperatura del tope de la nube derivado de la banda infrarroja del satélite. La estimación de la tasa de lluvia (curva de regresión), está ajustada por el factor de humedad, el factor de crecimiento, el factor gradiente y los factores de paralaje y orografía.

4.1.1. Lluvia y temperatura de brillo del tope de la nube

Según imágenes infrarrojas y la tasa de lluvia por radar se calcula la curva de regresión ley de potencias. El resultado de la comparación entre la estimación media derivada por radar para cada intervalo de 1K desde 195 a 260 K es mostrado en la Figura 4.1. Los puntos representan la lluvia media por radar para cada intervalo de 1K y la curva sólida representa la curva de

¹National Oceanic and Atmospheric Administration/National Environmental Satellite, Data and Infromation Service

regresión dada por:

$$R = 1,1183 \times 10^{11} \exp(-3,6382 \times 10^{-2} T^{1,2})$$
(4.1)

donde:

R: Tasa de lluvia (mm/h)

T: Temperatura de brillo del tope de la nube (K)

Ambos píxeles de lluvia y no-lluvia son considerados en el cálculo de la curva de regresión



Figura 4.1: Tasa de lluvia media vs Temperatura de brillo de imágenes infrarrojas GOES (Vicente et al. [15]): Tasa de lluvia media según radar y temperatura de brillo del tope de la nube según GOES (curva con puntos). Curva de regresión ley de potencias entre la estimación de lluvia y la temperatura del tope de la nube (curva sólida)

La tasa de lluvia (curva de regresión, R), está ajustada por:

- El factor de corrección de la humedad (PWRH)
- El factor de corrección tasa de crecimiento de la nube (*f_creci*.)
- El factor de corrección gradiente de temperatura en el tope de la nube (f_grad.)
- El factor de paralaje (*f_paralaje*) y orografía (f_orografia), según Vicente [16]

4.1.2. Cálculo de la tasa de lluvia horaria ($Rain_{1hora}$)

La estimación de la precipitación para cada píxel en la imagen infrarroja del GOES, está dado por el producto de la tasa de lluvia (curva de regresión, R), el factor de la humedad (PWRH), el factor de corrección tasa de crecimiento ($f_creci.$), factor de corrección gradiente ($f_grad.$), factor de paralaje ($f_paralaje$) y el factor de orografía ($f_orografia$):

 $Rain = R \times PWRH \times f_creci. \times f_grad. \times f_paralaje \times f_orografia(4.2)$

La tasa de lluvia es calculada para cada imagen infrarroja del GOES, la cual está disponible cada 15 y 45min después de la hora exacta. El promedio de la tasa de lluvia horaria, es calculado de un píxel por píxel base, usando la estadística trimean de tres imágenes consecutivas. El trimean es un promedio ponderado, en el cual, la media de los tres valores recibe el doble de peso, así para cada píxel, el promedio de la tasa de lluvia horaria es:

$$Rain_{1hora} = \frac{(Rain_{minima} + 2Rain_{media} + Rain_{maxima})}{4}$$
(4.3)

Siempre que dos o tres valores son los mismos, la tasa de lluvia en 1h es reducida a una media simple. La tasa de lluvia acumulada para periodos mayores de 1h, es calculada sumando la tasa de lluvias horarias.

$4.2. \quad CST/TMI$

El algoritmo de la técnica convectiva estratiforme fue desarrollado por Adler y Negri [1], con el propósito de realizar una buena discriminación de las zonas de lluvia en una imagen infrarroja del satélite GOES4. Si bien Adler y Negri utilizaron el umbral de 253 K para la discriminación de nubes de lluvia convectiva, Griffith et al. [6] explica la manera empírica en que este valor es determinado de las imágenes infrarrojas.

El objetivo del método (Griffith et al. [6]) fue encontrar alguna correlación que existente entre el brillo de las nubes vistas en las imágenes visibles, sobre los trópicos, por los satélites con las regiones de lluvia convectiva. se encontro que la evolución de las nubes en las imágenes de satélite y los correspondientes ecos de radar siguen aproximadamente un modelo simple como el mostrado en la Figura 4.2, en la que en conjunto las nubes y el eco crecen a un máximo y luego decrecen en tamaño, donde A_M expresa el área de nube máxima.



Figura 4.2: Historia evolutiva de una nube vista por satélite y radar (Griffith et al. [6])

En el estudio realizado por Adler y Mack [2] encontraron una relación entre la tasa de lluvia media y la temperatura mínima del modelo de nube, ecuación (4.4)

$$R_M = VRR \exp(-15,27 + 0.0465T_{min}) \tag{4.4}$$

donde:

VRR: Volumen instantáneo de la tasa de lluvia (mm^3/h)

 R_M : Tasa de lluvia media

 T_{min} : Temperatura mínima del modelo de nube

La técnica original CST (Adler y Negri [1]) fue re-calibrada con datos de temperatura del sensor TMI a bordo del TRMM (Negri et al. [9]), la cual fue denominada CST/TMI.

Metodología y procedimientos

El área de estudio, esta comprendido aproximadamente entre las longitudes 75,00°W y 75,25°W y las latitudes 11,88°S y 12,12°S (subcuenca del río Shullcas), el cual es mostrado en las Figuras 5.1 y 5.2. El periodo de estudio comprende el verano del 2001 y 2002

La estimación de precipitación diaria fue implementada en Fortran 90, mientras que los mapas fueron realizados usando Grid Analysis and Display System (GrADS). Una mascara de 4X4 Km fue generado para la subcuenca del río Shullcas.

Se ha utilizado el producto de precipitación estimada por satélite (hidroestimador). Datos de precipitación diaria en tiempo real, de resolución espacial 4x4 km, en formato digital.

Ademas se ha generado precipitación diaria de imágenes de satélite GOES, según la técnica CST/TMI

Como un ejemplo se muestra la precipitación estimada para el 22 de enero del 2001, por ambas técnicas (Figuras 5.3 y 5.4)



Figura 5.1: Cuenca del Mantaro (IGP $\left[7\right])$



Figura 5.2: Subcuenca del río Shullcas



Figura 5.3: Precipitación estimada para el 22 de enero del 2001 segun $\mathrm{CST}/\mathrm{TMI}$



Figura 5.4: Precipitación estimada para el 22 de enero del 2001 segun Hidroestimador

5.1. Datos observados

En este estudio se cuenta con las siguientes estaciones meteorológicas, ubicadas en la subcuenca del río Shullcas y sus alrededores: Huayao (IGP), Santa_ana e Ingenio (SENAMHI) y Huaytapayana (ELECTRO) (Figura 5.5). El estudio se realizó para la estación de verano del 01 de enero al 31 de marzo (90 días) del 2001 y 2002.

Para el 2001 se ha trabajado con tres estaciones meteorolgicas: Huayao, Santa_ana e Ingenio. Mientras que para el 2002 se ha trabajado con cuatro estaciones: Huayao, Santa_ana, Ingenio y Huaytapayana.

Se ha calculado el promedio diario de la precipitacin observada para el 2001 y el 2002 (Figuras 5.6 y 5.7).



Figura 5.5: Estaciones meteorológicas ubicadas en la subcuenca del río Shullcas (línea punteada)



Figura 5.6: Preciptación observada, estación de verano del 2001



Figura 5.7: Preciptación observada, estación de verano del 2002

5.2. Datos estimados

Se ha trabajado con el producto de precipitación estimada por satélite según la técnica Hidro-estimador. Por otro lado con las imágenes infrarrojas del satélite GOES - 8 se ha calculado las precipitaciones satelital según la técnica CST, para los meses de enero a marzo del 2001 y 2002. Además se ha creado una mascara de resolución espacial aproximada de 4X4Km que cubre la subcuenca del río Shullcas.

Se han obtenido histogramas de la precipitación diaria media espacial, donde se ha tomado en cuenta la mascara, para la técnica hidro-estimador y la técnica CST. Estas fueron comparadas con la precipitación media observada (Figuras 5.8 y 5.9).



Figura 5.8: Precipitación estimada media diaria según las técnicas HE y CST, y lo observado, estación de verano del 2001



Figura 5.9: Precipitación estimada media diaria según las técnicas HE y CST, y lo observado, estación de verano del 2002

Resultados y Discusión

La precipitación diaria promediada espacialmente para la estación de verano del 2001 y 2002 fue calculada para la subcuenca. La correlación entre ambas técnicas fue de 0,4 (Figura 6.1)

Se han obtenido correlaciones de 0,03 (2001) y de -0,06 (2002) entre la precipitación observada y la técnica hidro-estimador (Figura 6.2). Mientras que se han obtenido correlaciones de -0,02 y de 0,22 entre la precipitación observada y la técnica CST, para el 2001 y 2002, respectivamente (Figura 6.3).

Por lo tanto, la correlación con datos de precipitación observada es baja (< 0,3), el cual puede ser en parte a la carencia de representabilidad de los puntos medidos de precipitación asociada con la fuerte variabilidad espacial de la precipitación. Esto será tratado usando datos observados de descarga del río según precipitación, como esto es una medida integrada espacialmente de la precipitación.

Sin embargo hay también indicaciones que quizás la relación asumida entre la temperatura del tope de nube y la precipitación según las técnicas de estimación puedan no ser adecuadas para esta región. Esto esta actualmente bajo investigación.



Figura 6.1: Dispersión de la precipitación estimada según las técnicas CST e Hidro-estimador, para el verano del $2001(izquierda) \ge 2002$ (derecha)



Figura 6.2: Dispersión de la precipitación observada y estimada según la técnica Hidro-estimador, para el verano del 2001(izquierda) y 2002 (derecha)



Figura 6.3: Dispersión de la precipitación observada y estimada según la técnica CST, para el verano del 2001(izquierda) y 2002 (derecha)

Conclusiones

Recomendaciones

Bibliografía

- Adler, R. F.; Negri, A. J., 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. Journal Applied Meteorology, 27, 30-51.
- [2] Adler, R. F., and R. A. Mack, 1984: Thunderstorm cloud height rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. J. Clim. Meteor., 23, 280-296.
- [3] Alfaro R., 2006: Experience and Challenges on Using the Central America Flash Flood Guidance in Costa Rica. International Conference on Flood Forecasting, San José, Costa Rica, 13-17 March, 2006
- [4] Cruz, G., 2006: Validación del Algoritmo Hidro-Estimador en la Región de Puerto Rico. *Tesis de Maestría en Ingeniería Industrial*, Universidad de Puerto Rico, p 1-99.
- [5] Fashé, R.; 2005: Estimación de la Cantidad de Lluvia sobre Perú con Imágenes del Satélite Geoestacionario GOES-8. Tesis de Maestría en Física, Facultad de Ciencias Físicas UNMSM, p 1-96
- [6] Griffith, C. C., W. L. Woodley, and P. G. Grube, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. Month Weath. Rew. 106, 1153-1171.
- [7] Instituto Geofísico del Perú, 2005.a: Atlas Climático de Precipitación y Temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro. Fondo Editorial del Consejo Nacional del Ambiente. Lima-Perú.
- [8] Molina G, Medardo, 1975:Hidrología. Universidad Nacional Agraria La Molina; 195 p.
- [9] Negri, A. J.; Xu, L.; Adler, R. F., 2002: A TRMM-Calibrated infrared rainfall algorithm applied over Brazil. Journal of Geophysical Research, 107 [D20], 8048-8062.

- [10] National Severe Storms Laboratory: http://www.nssl.noaa.gov/primer/flood/fld_basics.html
- [11] NOAA Satellite and Information Service (NOAASIS): http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/genlsatl.html
- [12] NOAASIS GOES Imager Instrument: http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/imager.html
- [13] Segura, C. B.; Mosquera, V. K.; Silva, V. Y. Monthly and annual average of the precipitation for the Mantaro river basin from images of GOES satellite. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8., 2006, Foz do Iguau. Proceedings. So Jos dos Campos: INPE, 2006, p. 1175-1180. CD-ROM. ISBN 85-17-00023-4.
- [14] Silva M. G., 1998: Hidrología Básica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Colombia. Bogota.
- [15] Vicente, G. A., R. A. Scofield, and W. P. Menzel, 1998: The Operational GOES Infrared Rainfall Estimation Technique, *Bulletin of American Meteorological Society*, 79, 1883-1898.
- [16] Vicente, G. A., J. C. Davenport, and R. A. Scofield, 2002: The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall estimation, *Int. J. Remote Sens.*, 23, 221-230.
- [17] Vila, D., 2006: Use Of QPE Flash Flood Forecasting: Some Experiences On The Cuareim River. International Conference on Flood Forecasting, San José, Costa Rica, 13-17 March, 2006
- [18] Vila, D. & al., 2003: Satellite Rainfall Estimation Over South America: Evaluation Of Two Major Events - NOAA Technical Report NESDIS N 114, U.S. Department of Commerce, pp 1-17
- [19] Vila D., Velasco I., Goniadzki D., 2001: Satellite Rainfall Estimation Using Rainfal Observed Data: Two events evaluation. Anales del CON-GREMET VIII y CLIMET IX, Buenos Aires, Argentina, Mayo 2001
- [20] Warner, T. T., E. A. Brandes, J. Sun, D. N. Yates, and C. K. Mueller, 2000: Prediction of a Flash Flood in Complex Terrain. Part I: A Comparison of Rainfall Estimates from Radar, and Very Short Range Rainfall Simulation from a Dynamic Model and an Automated algorithmic System. J. Appl. Meteor., 39, 797-814.

[21] Yates, D. N., T. T. Warner, and G. H. Leavesley, 2000: Prediction of a Flash Flood in Complex Terrain. Part II: A Comparison of Rainfall Estimates from Radar, and Very Short Range Rainfall Simulation from a Dynamic Model and an Automated algorithmic System. J. Appl. Meteor., 39, p 815-825.

Parte I

Anexos

Apéndice A Técnicas de estimación

Son diversas las técnicas de estimación de la precipitación

Apéndice B Satélite GOES

Los satélites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) proporcionan el tipo de vigilancia continua para el análisis de datos intenso (NOAASIS [11]). Ellos circulan la Tierra en una orbita geosincrónica, el cual significa que ellos orbitan el plano ecuatorial de la Tierra a una velocidad que coincide con la velocidad de la Tierra, esto les permite colocarse continuamente sobre un posición en la superficie de la Tierra. Ellos están a 35800km sobre la Tierra, lo suficiente alto para permitir que los satélites puedan ver el disco completo de la Tierra. Debido a que ellos permanecen sobre un punto fijo sobre la superficie, proveen una vigilancia constante de la atmósfera y de las condiciones meteorológicas severas tales como tornados, inundaciones, tormenta de granizo y huracanes. Cuando estas condiciones se desarrollan, los satélites son capaces de monitorear el desarrollo de la tormenta y la trayectoria de su movimiento. Figura B.1

Las imágenes del satélite GOES son también usadas para estimar precipitación, durante las tormentas y huracanes en peligros de inundacin, además para estimar precipitación de nieve y cobertura de nieve. Tales datos ayudan a los meteorólogos en peligros de tormenta en invierno y el derretimiento de nieve en primavera.

B.1. GOES 10 y 12

En los Estados Unidos operan dos satélites meteorológicos en orbita geoestacionaria sobre el Ecuador. Cada satélite observa la tercera parte de la superficie de la Tierra: uno monitorea la parte norte y sur de América y el Océano Atlántico, y el otro la parte norte de América y la cuenca del Océano Pacífico. El GOES-12 (GOES-ESTE) esta ubicado en la longitud 75°O en el ecuador, mientras que el GOES-10 (GOES-OESTE) esta ubicado en la longitud 135°O en el ecuador. Los dos operan juntos para producir un cuadro completo de la Tierra, de dia y noche. La cobertura se extiende desde la longitud 20°O hasta los 165°E. Se muestra la cobertura de cada satélite (Figura B.2).

La principal misión es llevada a cabo por dos principales instrumentos:



Figura B.1: Satélite GOES (NOAASIS [11])



Figura B.2: Cobertura de los Satélites GOES 10 y 12 (NOAASIS [11])

Imager y Sounder.

B.1.1. El GOES Imager

Es un radiómetro de imágenes de 5 canales (uno visble, cuatro infrarrojo), que detecta la energia radiante y la energia solar reflejada desde la superficie de la tierra y la atmsfera (Cuadro B.1).

Cuadro B.1: Caracteristicas del Imager (NOASIS GOES Imager Instrument [12])

Número de	1 (visible)	2(onda	3	4 (IR1)	$5(\mathrm{IR2})$
canal		corta)	(humedad)		
Longitud de	0.55-0.75	3.80-4.00	6.50-7.00	10.20-	11.50-
onda (μm)				11.20	12.50
Resolución	1	4	8	4	4
(Km)					

B.1.2. El GOES Sounder

Es un radiómetro de filtro discreto de 19 canales que cubren el rango espectral desde la longitud de onda del canal visible hasta los $15\mu m$, diseñado para proveer datos del perfil atmosférico de la temperatura y la humedad, y la distribución de la temperatura desde la superficie al tope de la nube, la presión y el ozono, que pueden ser deducidos por análisis matemáticos (NOAASIS [11]).

Los perfiles atmosféricos producidos por satélite son muy similares a las radiosondas. Pero el GOES sounder es capaz de alcanzar un mayor número de perfiles y mucho más lugares de lo que es posible con un sistema de globos en tierra.