

CAPRA

CENTRAL AMERICA PROBABILISTIC RISK ASSESSMENT
EVALUACIÓN PROBABILISTA DE RIESGOS EN CENTRO AMÉRICA

HONDURAS

TAREA I

**IDENTIFICACIÓN DE AMENAZAS, REVISIÓN
HISTÓRICA Y ANÁLISIS PROBABILISTA**

INFORME TÉCNICO SUBTAREA 1.2

**MODELOS DE EVALUACIÓN DE AMENAZAS
NATURALES Y SELECCIÓN**





Evaluación de Riesgos Naturales
- América Latina -
Consultores en Riesgos y Desastres

Consortio conformado por:

Colombia

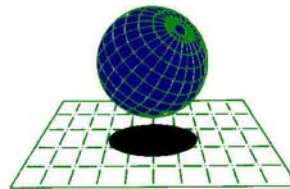
Carrera 19A # 84-14 Of 504
Edificio Torrenova
Tel. 57-1-691-6113
Fax 57-1-691-6102
Bogotá, D.C.



INGENIERIA TECNICA Y CIENTIFICA LTDA

España

Centro Internacional de Métodos Numéricos
en Ingeniería - CIMNE
Campus Nord UPC
Tel. 34-93-401-64-96
Fax 34-93-401-10-48
Barcelona



C I M N E

México

Vito Alessio Robles No. 179
Col. Hacienda de Guadalupe Chimalistac
C.P.01050 Delegación Álvaro Obregón
Tel. 55-5-616-8161
Fax 55-5-616-8162
México, D.F.



[ERN Ingenieros Consultores, S. C.](#)

ERN Evaluación de Riesgos Naturales - América Latina
www.ern-la.com

Dirección y Coordinación de Grupos de Trabajo – Consorcio ERN América Latina

Omar Darío Cardona A.
Dirección General del Proyecto

Luis Eduardo Yamín L.
Dirección Técnica ERN (COL)

Gabriel Andrés Bernal G.
Coordinación General ERN (COL)

Mario Gustavo Ordaz S.
Dirección Técnica ERN (MEX)

Eduardo Reinoso A.
Coordinación General ERN (MEX)

Alex Horia Barbat B.
Dirección Técnica CIMNE (ESP)

Martha Liliana Carreño T.
Coordinación General CIMNE (ESP)

Especialistas y Asesores – Grupos de Trabajo

Miguel Genaro Mora C.
Especialista ERN (COL)

César Augusto Velásquez V.
Especialista ERN (COL)

Karina Santamaría D.
Especialista ERN (COL)

Mauricio Cardona O.
Asistente Técnico ERN (COL)

Andrés Mauricio Torres C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Diana Marcela González C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Yinsury Sodel Peña V.
Asistente Técnico ERN (COL)

Andrei Garzón B.
Asistente Técnico ERN (COL)

Carlos Eduardo Avelar F.
Especialista ERN (MEX)

Benjamín Huerta G.
Especialista ERN (MEX)

Mauro Pompeyo Niño L.
Especialista ERN (MEX)

Isaías Martínez A.
Asistente Técnico ERN (MEX)

Edgar Osuna H.
Asistente Técnico ERN (MEX)

José Juan Hernández G.
Asistente Técnico ERN (MEX)

Marco Torres
Asesor Asociado (MEX)

Johner Venicio Correa C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Mabel Cristina Marulanda F.
Especialista CIMNE(ESP)

Jairo Andrés Valcárcel T.
Especialista CIMNE(ESP)

Juan Pablo Londoño L.
Especialista CIMNE(ESP)

René Salgueiro
Especialista CIMNE(ESP)

Nieves Lantada
Especialista CIMNE(ESP)

Álvaro Martín Moreno R.
Asesor Asociado (COL)

Mario Díaz-Granados O.
Asesor Asociado (COL)

Liliana Narvaez M.
Asesor Asociado (COL)

Asesores Nacionales

Osmar E. Velasco
Guatemala

Sandra Zúñiga
Nicaragua

Alonso Brenes
Costa Rica

Banco Mundial – Gestión de Riesgo de Desastres / Región Latinoamérica y el Caribe

Francis Ghesquiere
Coordinador Regional

Oscar A. Ishizawa
Especialista

Joaquín Toro
Especialista

Fernando Ramírez C.
Especialista

Edward C. Anderson
Especialista

Stuart Gill
Especialista

Banco Interamericano de Desarrollo – Medio Ambiente / Desarrollo Rural / Desastres Naturales

Flavio Bazán
Especialista Sectorial

Cassandra T. Rogers
Especialista Sectorial

Hori Tsuneki
Consultor Interno

Tabla de contenido

1	Modelo de evaluación de amenaza sísmica.....	1-1
1.1	Introducción.....	1-1
1.2	Estimación de parámetros de movimiento fuerte	1-1
1.2.1	Efectos de la magnitud y distancia.....	1-1
1.2.2	Estimación de parámetros de amplitud.....	1-2
1.3	Metodologías generales de cálculo de amenaza.....	1-6
1.3.1	Análisis determinístico de amenaza sísmica.....	1-6
1.3.2	Análisis probabilístico de amenaza sísmica	1-7
1.4	Herramientas computacionales	1-8
1.5	Modelo analítico propuesto	1-8
1.5.1	Generalidades.....	1-8
1.5.2	Selección.....	1-10
1.5.3	Procedimiento de análisis.....	1-10
1.5.4	Parámetros de sismicidad de fuentes sismogénicas	1-13
1.5.5	Atenuación de los parámetros de amenaza	1-14
1.5.6	Cálculo de la amenaza sísmica.....	1-14
1.5.7	Modificación de los parámetros de amenaza por efectos de sitio.....	1-15
2	Modelo de evaluación de amenaza por tsunami	2-1
2.1	Introducción.....	2-1
2.2	Hidrodinámica de los tsunamis.....	2-1
2.2.1	Ondas largas.....	2-1
2.2.2	Propagación de ondas.....	2-3
2.2.3	Ley de Green	2-4
2.2.4	Ecuaciones de onda larga	2-5
2.3	Modelo analítico propuesto	2-5
2.3.1	Generalidades.....	2-5
2.3.2	Selección.....	2-6
2.3.3	Procedimiento de análisis.....	2-6
2.3.4	Descripción del modelo paramétrico	2-8
3	Modelo de evaluación de amenaza por huracán	3-1
3.1	Introducción.....	3-1
3.2	Modelos estadísticos.....	3-2
3.3	Modelos dinámicos.....	3-3
3.4	Modelos combinados.....	3-4
3.5	Otros modelos.....	3-5

3.6	Modelo analítico propuesto	3-6
3.6.1	Generalidades.....	3-6
3.6.2	Selección.....	3-6
3.6.3	Procedimiento de análisis.....	3-6
3.6.4	Simulación de huracanes	3-9
3.6.5	Modelación del viento.....	3-10
3.6.6	Marea de tormenta	3-13
3.6.7	Lluvia local	3-14
4	Modelo de evaluación de amenaza por lluvias intensas	4-1
4.1	Introducción.....	4-1
4.2	Análisis de lluvias.....	4-1
4.2.1	Cálculo de la pluviometría en una cuenca	4-1
4.2.2	Curvas IDF (Intensidad - Duración - Frecuencia).....	4-2
4.2.3	Curvas PADF (Profundidad - Área - Duración - Frecuencia)	4-3
4.2.4	Análisis de series de datos pluviométricos	4-3
4.3	Modelos estadísticos de estimación de lluvias.....	4-4
4.3.1	Modelos ocultos de Markov	4-4
4.3.2	Modelo no paramétrico de los K-vecinos más cercanos.....	4-5
4.3.3	Combinación de series diarias y mensuales.....	4-6
4.3.4	Modelos de predicción numérica NWP.....	4-6
4.3.5	Modelo DIT de predicción de lluvias de diseño.....	4-7
4.3.6	Redes neuronales artificiales	4-7
4.3.7	Nowcasting.....	4-8
4.3.8	Método para el pronóstico de lluvias en Costa Rica	4-8
4.4	Modelación hidrológica de estimación de lluvias	4-8
4.5	Modelo analítico propuesto	4-11
4.5.1	Generalidades.....	4-11
4.5.2	Selección.....	4-11
4.5.3	Procedimiento de análisis.....	4-11
4.5.4	Conformación de la base de datos de eventos de precipitación.....	4-13
4.5.5	Análisis espaciales de precipitaciones máximas	4-14
5	Modelo de evaluación de amenaza por inundación	5-1
5.1	Introducción.....	5-1
5.2	Modelos basados en sensores remotos y sistemas de información geográfica.....	5-4
5.3	Modelos y herramientas computacionales	5-7
5.4	Modelo analítico propuesto	5-14
5.4.1	Generalidades.....	5-14
5.4.2	Selección del modelo	5-14
5.4.3	Procedimiento de análisis.....	5-15
5.4.4	Análisis simplificado de inundaciones	5-17
5.4.5	Análisis detallado de inundaciones	5-19

6	Modelo de evaluación de amenaza por deslizamientos	6-1
6.1	Introducción	6-1
6.1.1	Equilibrio límite y factor de seguridad	6-1
6.2	Metodologías de cálculo	6-2
6.3	Modelos computacionales	6-4
6.4	Modelo analítico propuesto	6-13
6.4.1	Generalidades.....	6-13
6.4.2	Selección.....	6-13
6.4.3	Procedimiento de análisis.....	6-14
6.4.4	Susceptibilidad a los deslizamientos.....	6-16
7	Modelo de Evaluación de Amenaza Volcánica.....	7-1
7.1	Introducción	7-1
7.2	Principales productos volcánicos	7-1
7.2.1	Caída de cenizas.....	7-1
7.2.2	Flujos Piroclásticos	7-2
7.2.3	Flujos de lava.....	7-2
7.2.4	Proyecciones balísticas	7-2
7.2.5	Lahares o flujos de lodo	7-2
7.3	Índice de explosividad volcánica	7-3
7.4	Modelos de evaluación de caída de cenizas	7-4
7.4.1	Modelo de advección-difusión	7-4
7.4.2	Modelos de distribución de material en la columna de humo	7-5
7.4.3	Dinámica de la columna de humo.....	7-5
7.4.4	Modelos de velocidad límite de partículas	7-6
7.4.5	Programas basados en el modelo de advección-difusión	7-6
7.4.6	Programas basados en el modelo de seguimiento de partículas.....	7-7
7.5	Modelos de evaluación de flujos piroclásticos.....	7-8
7.5.1	Extensión de los flujos.....	7-8
7.5.2	Velocidad de avance.....	7-9
7.5.3	Temperatura	7-9
7.6	Modelos de tránsito de flujos de lava	7-10
7.6.1	Modelo para determinar trayectorias de flujos de lava.....	7-10
7.6.2	Modelos de cámara magmática y conducto de flujo	7-11
7.7	Modelo analítico propuesto	7-11
7.7.1	Generalidades.....	7-11
7.7.2	Selección.....	7-12
7.7.3	Procedimiento de análisis.....	7-12
7.7.4	Modelo de distribución de caída de cenizas	7-14
7.7.5	Modelo de distribución de flujos de lava	7-16
7.7.6	Modelo de distribución de flujos piroclásticos.....	7-16

8 Referencias.....8-1

Índice de figuras

FIGURA 1-1 EJEMPLO DE VARIAS MEDIDAS DE DISTANCIA USADAS EN FUNCIONES DE ATENUACIÓN.	1-2
FIGURA 1-2 MODELO TEÓRICO DE ATENUACIÓN DE ESPECTROS DE FOURIER.	1-5
FIGURA 1-3 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MÓDULO DE AMENAZA SÍSMICA	1-12
FIGURA 1-4 TASAS DE EXCEDENCIA DE FUENTES PARA EL MODELO DE SISMICIDAD DE POISSON.	1-13
FIGURA 1-5 FUNCIÓN DE AMPLIFICACIÓN ESPECTRAL TÍPICA DE UN SUELO BLANDO.....	1-16
FIGURA 2-1 CONDICIONES GEOMÉTRICAS DE LAS ONDAS LARGAS	2-2
FIGURA 2-2 DIAGRAMA DE REFRACCIÓN DE ONDAS, CON CONTORNOS DE TIEMPO DE ARRIBO. TSUNAMI DE INDONESIA, 26 DE DICIEMBRE DE 2004	2-4
FIGURA 2-3 DIAGRAMA DE FLUJO DE LA METODOLOGÍA PROPUESTA.....	2-7
FIGURA 2-4 COMPARACIÓN DEL MODELO CON MEDICIONES DEL TSUNAMI DE NICARAGUA DE 1992.....	2-9
FIGURA 2-5 ESQUEMA ILUSTRATIVO DE LAS VARIABLES QUE INTERVIENEN EN EL MÉTODO PARAMÉTRICO . 2- 10	
FIGURA 2-6 EJEMPLO DE CONSIDERACIONES PARA LA APLICACIÓN DEL MÉTODO PARAMÉTRICO	2-11
FIGURA 2-7 ESQUEMA DE ESTIMACIÓN DE ALTURAS DE INUNDACIÓN Y RESULTADOS DE ÁREAS DE INUNDACIÓN	2-12
FIGURA 3-1 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MÓDULO DE AMENAZA POR HURACÁN	3-7
FIGURA 4-1 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO DE AMENAZA POR LLUVIAS INTENSAS	4-12
FIGURA 5-1 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO DE AMENAZA POR INUNDACIÓN.....	5-16
FIGURA 5-2 FIGURA QUE EJEMPLIFICA LAS REGIONES DE AMPLIACIÓN EN ZONAS BAJAS.	5-19
FIGURA 5-3 MODELO DE HIDROGRAMA UNITARIO TRIANGULAR	5-21
FIGURA 6-1 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO DE AMENAZA POR DESLIZAMIENTO	6-16
FIGURA 6-2 ESQUEMA SIMPLIFICADO DEL MÉTODO DEL TALUD INFINITO.....	6-19
FIGURA 6-3 ESQUEMA DEL BLOQUE INCLINADO EN EL ANÁLISIS DE NEWMARK.....	6-21
FIGURA 6-4 METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS.....	6-23
FIGURA 6-5 SUPERFICIE TRIDIMENSIONAL DE FALLA ESFÉRICA.....	6-24
FIGURA 6-6. ÁNGULOS ENTRE LOS PLANOS	6-26
FIGURA 7-1 ESTADÍSTICA DE LAS ERUPCIONES OCURRIDAS EN LOS ÚLTIMOS 10.000 AÑOS.....	7-4
FIGURA 7-2 ESTIMACIÓN DEL ÁREA DE INFLUENCIA DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS SEGÚN SHERIDAN Y MALIN 1982	7-8
FIGURA 7-3 DIAGRAMA DE FLUJO DEL MÓDULO DE AMENAZA VOLCÁNICA.....	7-13

Índice de tablas

TABLA 1-1 COEFICIENTES DE ATENUACIÓN PARA PGA, SCHMIDT ET AL. (1997) SEGÚN CONDICIÓN DE ANÁLISIS.	1-3
TABLA 1-2 COEFICIENTES DE ATENUACIÓN PARA PHV, SCHMIDT ET AL. (1997) SEGÚN CONDICIÓN DE ANÁLISIS.	1-4
TABLA 1-3 ALGUNAS HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES	1-8
TABLA 2-1 VALORES DE LAS CONSTANTES P_1 PARA LAS EXPRESIONES DE "B" E " I_2 "	2-9
TABLA 3-1 PARÁMETROS A, B, C Y D PARA EL CÁLCULO DE LA EXPRESIÓN (37)	3-11
TABLA 3-2 FACTOR DE TOPOGRAFÍA	3-13
TABLA 3-3 VALORES DE α Y δ PARA LOS TIPOS DE TERRENO MÁS COMUNES EN AMÉRICA CENTRAL	3-13
TABLA 4-1 MODELOS HIDROLÓGICOS DE ESTIMACIÓN DE LLUVIAS.....	4-10
TABLA 4-2 DETERMINACIÓN DE PATRONES SINTÉTICOS ESPACIALES	4-19
TABLA 5-1 MODELOS HIDRÁULICOS PARA ANÁLISIS DE INUNDACIONES	5-3
TABLA 5-2 MODELOS BASADOS EN SENSORES REMOTOS Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA	5-5
TABLA 5-3 ALGUNOS SISTEMAS COMPUTACIONALES DISPONIBLES PARA EL ANÁLISIS DE INUNDACIONES	5-8
TABLA 5-4 VALORES DE N PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELO Y USOS DE LA TIERRA (COBERTURA)	5-18
TABLA 6-1 MÉTODOS DE ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES.....	6-2
TABLA 6-2 FACTORES GEOLÓGICOS QUE CONTROLAN LA GENERACIÓN DE SUPERFICIES DE FALLA PROBABLES.....	6-4
TABLA 6-3 MODELOS ANALÍTICOS PARA ANÁLISIS DE ESTABILIDAD	6-5
TABLA 6-4 SISTEMAS COMPUTACIONALES PARA ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.....	6-9
TABLA 7-1 CLASIFICACIÓN DE TEFRAS SEGÚN SU TAMAÑO	7-1
TABLA 7-2 DESCRIPCIÓN DE LA ESCALA DEL ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA - VEI.....	7-3

1 Modelo de evaluación de amenaza sísmica

1.1 Introducción

El peligro que induce la actividad sísmica sobre regiones aledañas a poblaciones o asentamientos humanos, ha derivado en la necesidad de establecer parámetros que definan el nivel de la amenaza y metodologías generales que permitan estimar dichos parámetros.

Los parámetros que definen el nivel de peligro en un modelo de amenaza sísmica se conocen como *parámetros de movimiento fuerte*. Estos parámetros definen la intensidad del movimiento en el sitio de análisis. Su estimación se hace por medio de ecuaciones conocidas como *funciones de atenuación*, las cuales dependen principalmente de la distancia de la fuente sismogénica al sitio, la magnitud sísmica, y el tipo de mecanismo focal de ruptura.

1.2 Estimación de parámetros de movimiento fuerte

Uno de los principales componentes en un análisis de amenaza sísmica es el estudio de las funciones de atenuación de los parámetros de intensidad que caracterizan el movimiento.

1.2.1 Efectos de la magnitud y distancia

La mayor parte de la energía de un sismo se libera en forma de ondas de esfuerzo, que se desplazan por la corteza de la tierra. Dado que la magnitud está relacionada con la energía liberada en el foco del sismo, la intensidad de dichas ondas se encuentra relacionada con la magnitud. Los efectos de la magnitud son principalmente: el aumento en la amplitud de la intensidad, la variación en el contenido frecuencial y el aumento en la duración de la vibración.

A medida que las ondas se desplazan por el medio rocoso, son absorbidas parcial y progresivamente por los materiales por los que transitan. Como resultado, la energía por unidad de volumen varía en función de la distancia. Dado que la intensidad está relacionada con la energía de las ondas, se encuentra también relacionada con la distancia. Muchas funciones de atenuación relacionan la intensidad en términos de algún parámetro de movimiento fuerte, con una de las distancias presentadas en la Figura 1-1, las cuales caracterizan de diferente manera el origen del movimiento vibratorio. La distancia D1 representa la distancia del sitio a la proyección en superficie del plano de falla. D2 es la distancia a la superficie de falla. D3 es la distancia epicentral. D4 corresponde a la distancia hasta la zona en la superficie de falla que liberó una mayor cantidad de energía, la cual no necesariamente corresponde con el hipocentro. Y por último D5 es la distancia hipocentral. El uso de alguna distancia en particular depende del parámetro a inferir. Por ejemplo D4 es la distancia que mejor se relaciona con los valores pico del movimiento fuerte, dado que la mayor parte del rompimiento se produce en esta zona.

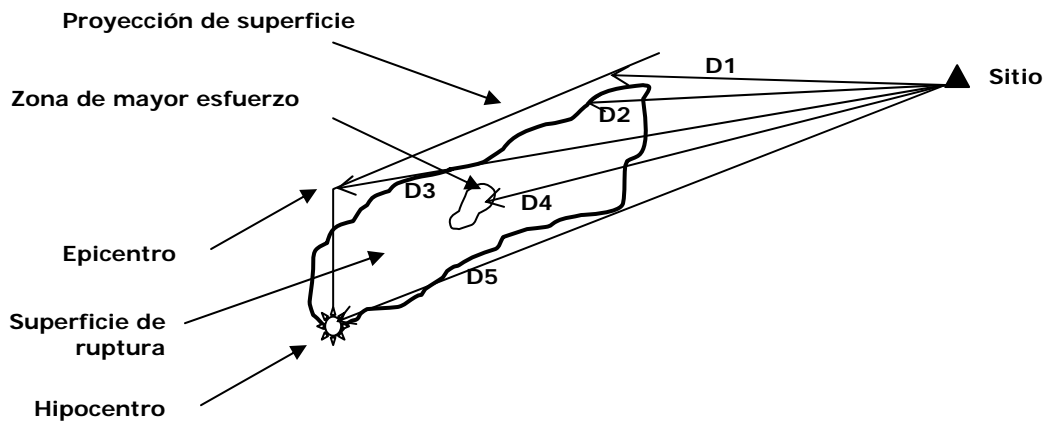


Figura 1-1

Ejemplo de varias medidas de distancia usadas en funciones de atenuación.

(Fuente: Reproducido de Kramer S., *Geotechnical Earthquake Engineering*, Ed. Prentice Hall., 1996)

1.2.2 Estimación de parámetros de amplitud

La estimación de los parámetros de amplitud se hace comúnmente a partir de regresiones realizadas a partir de conjuntos de datos históricos en áreas con buena instrumentación sísmica. A continuación se presentan algunos modelos representativos de predicción.

1.2.2.1 Aceleración máxima

La aceleración máxima es el parámetro más empleado en los estudios de amenaza sísmica para representar el movimiento del terreno, por lo cual se han propuesto diversos modelos de atenuación de este parámetro con la distancia y las propiedades del medio transmisor. A medida que se cuenta con mayor cantidad de registros de sismos, es posible refinar las funciones de atenuación, lo que deriva en una frecuente publicación de correlaciones nuevas y más refinadas. El nivel de refinamiento aumenta a medida que se desarrollan métodos de procesamiento más avanzados.

Un sinnúmero de funciones de atenuación de aceleración máxima han sido desarrolladas a nivel mundial en las últimas 4 décadas, dada la alta relevancia de este insumo dentro de los análisis de amenaza sísmica. En un marco más local en relación con América Central, se han realizado estudios que utilizan bases de datos del movimiento fuerte para desarrollar relaciones de atenuación propias del entorno sísmico y neotectónico del continente. En 1994 Climent et al. realizaron una regresión bayesiana sobre una base de 218 registros acelerográficos provenientes de estaciones en Centroamérica, 155 de Costa Rica y el resto de Nicaragua y El Salvador. Adicionalmente, se emplearon 62 registros de magnitud elevada provenientes de la red acelerográfica de Guerrero, en México, con los que se obtuvo la siguiente relación:

$$\ln PGA(m/s^2) = -1.687 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327S \quad (\text{Ec. 1})$$

$$\sigma_{\ln PGA} = 0.75$$

donde M es la magnitud de momento, R es la distancia hipocentral en km, y S es un parámetro indicativo de la geología del sitio de análisis (cero en roca y uno en suelo). Esta relación ha sido empleada en varios estudios de amenaza sísmica y vulnerabilidad de centros urbanos en Centroamérica, como es el caso del Proyecto de Amenaza Sísmica de América Central (Montero, Peraldo y Rojas 1997).

En 1997 Schmidt y otros realizaron una regresión sobre 200 registros de eventos sísmicos en Costa Rica, entre 1987 y 1996, con magnitudes entre 3.3 y 7.6, y distancias hipocentrales desde 6 hasta 200 km. La formulación general empleada fue:

$$\ln PGA(m/s^2) = c_1 + c_2M + c_3 \ln R + c_4R + c_5S_1 + c_6S_2 \quad (\text{Ec. 2})$$

Se desarrollaron regresiones para diferentes conjuntos de datos. Primero se analizó la totalidad de los registros, y se obtuvieron relaciones de atenuación empleando las aceleraciones máximas de las dos componentes horizontales de los registros, y empleando sólo la mayor de las aceleraciones horizontales. En seguida se realizaron regresiones para los datos relacionados con sismos generados en fuentes intraplaca, para lo cual se obtuvieron relaciones de atenuación para distancias hipocentrales y epicentrales, empleando la mayor aceleración horizontal del registro. Por último se obtuvo una función de atenuación para sismos de subducción, únicamente para distancias hipocentrales, igualmente empleando la mayor aceleración horizontal del registro. La Tabla 1-1 presenta los coeficientes encontrados en cada caso.

Tabla 1-1

Coefficientes de atenuación para PGA, Schmidt et al. (1997) según condición de análisis.
(Reproducido de: Schmidt et al., *Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation.*, Universidad de Costa Rica - NORSAR, 1997)

Descripción	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6	σ_{bay}	σ_{LS}
Todos los datos. Dos componentes horizontales	-2.005	0.609	-0.603	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.73
Todos los datos. Mayor componente horizontal	-1.589	0.561	-0.569	-0.003	0.173	0.279	0.80	0.78
Sismos Intraplaca. Distancia hipocentral	-1.725	0.687	-0.743	-0.003	0.173	0.279	0.83	0.82
Sismos Intraplaca. Distancia Epicentral	-2.091	0.694	-0.679	-0.003	0.198	0.315	0.84	0.82
Sismos Subducción	-0.915	0.543	-0.692	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.67

En la Tabla 1-1 los parámetros σ_{bay} y σ_{LS} corresponden a las desviaciones estándar calculadas empleando una regresión bayesiana, y una regresión por mínimos cuadrados, respectivamente.

1.2.2.2 Velocidad máxima

Análisis similares a los realizados para la aceleración máxima del terreno han derivado en la obtención de relaciones de atenuación de la velocidad máxima horizontal a partir de registros acelerográficos integrados.

Dentro de los estudios presentados anteriormente para América Central, se desarrollaron adicionalmente funciones de atenuación de velocidad. Climent et al. 1994, obtuvieron la siguiente relación:

$$\ln PHV(m/s) = -7.214 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327S \quad (\text{Ec. 3})$$

$$\sigma_{\ln PGA} = 0.75$$

Por otra parte, Schmidt et al. 1997 calcularon los coeficientes presentados en la Tabla 1-2, para la siguiente relación:

$$\ln PHV(m/s) = c_1 + c_2M + c_3 \ln R + c_4R + c_5S_1 + c_6S_2 \quad (\text{Ec. 4})$$

Tabla 1-2

Coefficientes de atenuación para PHV, Schmidt et al. (1997) según condición de análisis. (Reproducido de: Schmidt et al., Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation., Universidad de Costa Rica - NORSAR, 1997)

Descripción	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	σ _{bay}	σ _{LS}
Todos los datos. Dos componentes horizontales	-7.530	0.609	-0.603	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.73
Todos los datos. Mayor componente horizontal	-7.114	0.561	-0.569	-0.003	0.173	0.279	0.80	0.78
Sismos Intraplaca. Distancia hipocentral	-7.250	0.687	-0.743	-0.003	0.173	0.279	0.83	0.82
Sismos Intraplaca. Distancia Epicentral	-7.616	0.694	-0.679	-0.003	0.198	0.315	0.84	0.82
Sismos Subducción	-6.440	0.543	-0.692	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.67

1.2.2.3 Ordenadas del espectro de respuesta

Dada la importancia que ha tenido el espectro de respuesta dentro de la práctica de la ingeniería sísmica, se han desarrollado relaciones de atenuación para obtener las ordenadas del espectro de manera directa. Esto puede realizarse a partir de regresiones sobre espectros calculados a registros acelerográficos de zonas con buena instrumentación sísmica.

Climent et al. 1994, y Schmidt et al. 1997, desarrollaron funciones espectrales de atenuación de la pseudovelocidad para 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 10.0 y 40.0 Hz. Los coeficientes asociados a la atenuación de dichas ordenadas espectrales pueden consultarse en esos estudios.

1.2.2.4 Amplitud del espectro de Fourier

Alternativamente se puede calibrar un modelo teórico de las características físicas de una fuente, medio de tránsito de ondas, y comportamiento de la respuesta en el sitio, para predecir la forma del Espectro de Fourier. A partir de la solución del rompimiento instantáneo sobre una superficie esférica en un medio perfectamente elástico (Brune 1970), es posible estimar las amplitudes del espectro de Fourier, en sismos lejanos por medio de la relación (McGuire & Hanks 1981, Boore 1983):

$$|A(f)| = \left[CM_o \frac{f^2}{1 - (f/f_c)^2} \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{max})^8}} \right] \frac{\exp(-\pi f R / Q(f) v_s)}{R} \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde f_c es la frecuencia de esquina, f_{max} la frecuencia máxima o de corte (ver Figura 1-2), $Q(f)$ es el factor de calidad, M_o es el momento sísmico, y C es un constante dada por:

$$C = \frac{R_{\theta\phi} F V}{4\pi\rho v_s^3} \quad (\text{Ec. 6})$$

donde $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación, F depende del efecto de superficie libre, V da cuenta de la partición de la energía en dos componentes horizontales, ρ es la densidad de la roca, y v_s es la velocidad de onda de corte en la roca.

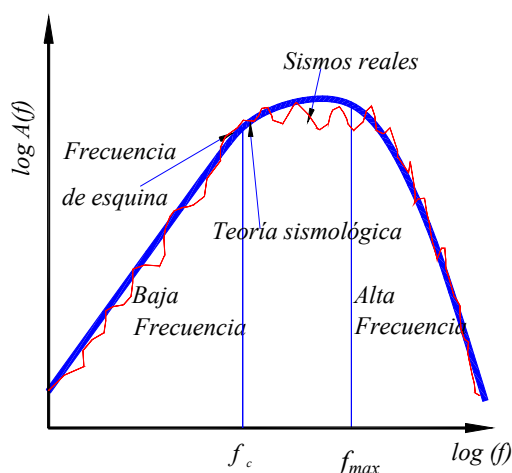


Figura 1-2
Modelo teórico de atenuación de Espectros de Fourier.

1.2.2.5 Duración

La duración del movimiento aumenta al aumentar la magnitud sísmica. Sin embargo, la variación con la distancia depende de cómo se defina el parámetro. Para duraciones basadas en amplitudes de aceleración absoluta, como la determinada con el umbral de duración,

tienden a disminuir a medida que aumenta la distancia, dado que la aceleración absoluta disminuye de la misma manera. Duraciones basadas en aceleraciones relativas se incrementan con la distancia, derivando en duraciones muy largas aún cuando las amplitudes sean muy pequeñas.

1.3 Metodologías generales de cálculo de amenaza

El cálculo de la amenaza sísmica emplea las definiciones y métodos presentados anteriormente, para establecer el nivel de peligro esperado en un sitio o zona determinada, bajo la influencia de la actividad sísmica de fuentes aledañas identificadas. Históricamente los ingenieros, geólogos y sismólogos se han preocupado por desarrollar metodologías de cálculo que representan cada vez mejor el comportamiento de las fuentes, el tránsito de las ondas dentro del medio rocoso, la respuesta de los suelos y la respuesta estructural en el sitio de interés. De esta manera, es posible identificar dos metodologías primordiales de evaluación de amenaza, que engloban los esfuerzos realizados en el pasado en diferentes estudios en el ámbito mundial.

1.3.1 Análisis determinístico de amenaza sísmica

Durante muchos años el *análisis determinístico de amenaza sísmica* (Deterministic Seismic Hazard Analysis DSHA) fue la herramienta primordial de la ingeniería sísmica para la evaluación de la amenaza en una zona determinada. El uso del DSHA implica la definición de un escenario particular, en el cual se basa la estimación del movimiento del terreno y los efectos secundarios relacionados. El escenario se define como un sismo de magnitud conocida, el cual sucede en un sitio determinado. Los pasos a seguir, para llevar a cabo un DSHA, son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis. Se requiere definir cada fuente en términos de su geometría y sismicidad.
2. Selección de la distancia de la fuente al sitio. Generalmente se toma la menor distancia existente entre la fuente y el lugar de análisis.
3. Selección del sismo de análisis, el cual representa de la mejor manera el potencial sísmico de la fuente en consideración, en términos de la intensidad en el sitio bajo estudio. Se debe escoger a partir de comparación de los niveles de intensidad generados por sismos históricos de la región, o de otras regiones con características neotectónicas similares, de tal manera que sea posible definir una magnitud del sismo de análisis para las distancias anteriormente definidas.
4. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, o cualquier otro parámetro.

El DSHA indica el peor caso posible del efecto sísmico en el sitio de análisis. Cuando se emplea el DHSa para la evaluación de la amenaza en estructuras primordiales, puede

estimarse la mayor intensidad que puede afectar dichas estructuras. Sin embargo, no se toma en cuenta cuál es la probabilidad de ocurrencia de ese evento, si es probable o no que ocurra en el sitio escogido, qué tan probable es que suceda a lo largo de un período determinado, ni cuál es el grado de incertidumbre asociado a las variables involucradas en el problema.

En general, el análisis determinístico no se emplea ni se recomienda como herramienta única del análisis de la amenaza sísmica. Puede ser usado principalmente como herramienta de calibración de modelos más refinados, siempre y cuando se cuente con información histórica suficiente, o para el análisis retrospectivo de eventos históricos específicos.

1.3.2 *Análisis probabilístico de amenaza sísmica*

En la últimas décadas se ha desarrollado el enfoque probabilístico en los análisis de amenaza sísmica, con el fin de involucrar de manera analítica la incertidumbre asociada con las variables que intervienen en el peligro sísmico de una región. Parámetros como la frecuencia de ocurrencia de determinado sismo, la probabilidad de que ocurra en un sitio específico, probabilidades de excedencia de intensidades sísmicas, etc, son incluidos en los modelos de cálculo, para conformar un *análisis probabilístico de amenaza sísmica* (PSHA por sus siglas en inglés). Los pasos a seguir para llevar a cabo un PSHA son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis, en términos de su geometría y distribución de probabilidad de puntos de inicio de la ruptura en el área de falla definida. Es usual asumir una distribución de probabilidad uniforme, lo cual implica que la ocurrencia de sismos se espera con igual probabilidad en cualquier lugar de la geometría de fuente definida. Determinación de la sismicidad de las fuentes consideradas, a partir del registro histórico de eventos ocurridos sobre la geometría anteriormente definida (catálogo sísmico), y de información y estudios de neotectónica y paleosismología para la fuente. La sismicidad se establece por medio de una curva de recurrencia de magnitudes, la cual es una relación específica para cada fuente, que indica cual es la tasa de excedencia de una magnitud sísmica particular.
2. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, etc. Debe involucrarse la incertidumbre asociada a la estimación de los parámetros, generalmente indicada en cada modelo de atenuación.
3. Finalmente se combinan las incertidumbres asociadas a localización, tamaño y atenuación y se obtiene una *curva de amenaza*, la cual indica la probabilidad que una intensidad específica sea igualada o excedida en un periodo de tiempo determinado.

1.4 Herramientas computacionales

Existe una diversidad de herramientas computacionales y aplicaciones en software para la evaluación de la amenaza sísmica. La mayoría de estas aplicaciones se basan en modelos de amenaza probabilística (PSHA), brindando diferentes utilidades en términos de definición de fuentes sísmicas, sismicidad y relaciones de atenuación de movimiento fuerte. La Tabla 1-3 presenta los principales sistemas relacionados.

*Tabla 1-3
Algunos herramientas computacionales*

Programa	Descripción	Método de cálculo	Referencia
EZ-FRISK	Programa de cálculo para estimar amenaza sísmica, respuesta local, manipulación de señales sísmicas, obtención de señales consistentes con espectros de respuesta determinados. Cuenta con archivos predeterminados de fuentes sísmicas, sismicidad y atenuación.	- Amenaza sísmica: PSHA - Respuesta local de suelos: Método lineal equivalente	Risk Engineering Inc. http://www.ez-frisk.com
HAZUS-MH	Programa de cálculo de riesgos por diversas amenazas naturales (Sismo, Huracán, Inundación)	PSHA	FEMA http://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/
OpenSHA	Sistema en código Open Source para el cálculo de amenaza sísmica.	PSHA	USGS- SCEC http://www.opensha.org/
CRISIS2007	Sistema para la integración de la amenaza sísmica en una zona determinada. Permite la definición de fuentes, sismicidad, atenuación y sitios de análisis.	PSHA / DSHA	Instituto de Ingeniería. UNAM

1.5 Modelo analítico propuesto

1.5.1 Generalidades

América Central es una zona de amenaza sísmica elevada, principalmente influida por la interacción de las placas del Coco y del Caribe en la zona de subducción del Pacífico.

El ambiente neotectónico que caracteriza la amenaza sísmica de América Central incluye como fuentes la zona de subducción del Pacífico a nivel nacional, y fallas geológicas intraplaca a nivel local. Esto implica que se espera que puedan suceder al menos dos tipos de sismos. Los sismos de subducción se caracterizan normalmente por disipar la energía de deformación de manera relativamente lenta, generando registros con aceleración de baja frecuencia y larga duración. La zona de subducción produce anualmente un conjunto de terremotos de magnitudes bajas o intermedias a gran profundidad, por lo cual las ondas sísmicas generadas alcanzan los asentamientos poblados con intensidades bajas o intensidades como para ser destructivas. Sin embargo la subducción es capaz de producir terremotos de magnitud considerable (más de 8), con un alto poder destructivo y tiene la posibilidad de generar tsunamis en la costa pacífica.

Por otra parte, los sismos intraplaca, generados por fuentes locales, presentan comúnmente rompimientos abruptos que se traducen en señales con aceleración de alta frecuencia y corta duración. Por sus características resulta importante considerar estos sismos en la amenaza sísmica local. Los lineamientos de fallas se encuentran ubicados primordialmente a lo largo del cinturón volcánico de América Central. Si bien este tipo de fuentes sísmicas rara vez producen eventos de magnitud superior a 6.5, su profundidad es comúnmente inferior a los 20 km, por lo cual representan un peligro de consideración, especialmente en centros poblados ubicados en zonas de fallamiento activo.

Para la evaluación del riesgo sísmico en los países de la región Centroamericana se hace necesario identificar la amenaza sísmica de la manera más confiable posible, tanto a nivel de la roca base como en la superficie. La amenaza sísmica puede representarse mediante mapas de aceleraciones, velocidades y desplazamientos para diferentes períodos de retorno o para determinados escenarios sísmicos y de manera más específica, mediante espectros de aceleraciones, velocidades o desplazamientos para considerar la eventual respuesta de cualquier tipo de componente de infraestructura.

Inicialmente es necesario determinar un área de influencia que permita limitar el problema a la zona dentro de la cual los sismos son relevantes. En segundo lugar se requiere identificar las fuentes que dentro del área de influencia previamente establecida son capaces de generar sismos de importancia. Una vez identificadas, estas fuentes deben caracterizarse a través de ecuaciones basadas en los datos sísmicos existentes. A partir de aquí, se hace posible la evaluación probabilística de parámetros para análisis sísmicos en el sitio de interés.

En el presente estudio se ha desarrollado una metodología de cálculo de la amenaza, basada en la teoría sismológica clásica. Con base en la sismicidad de las fuentes del territorio y en las leyes de atenuación de los diferentes parámetros sísmicos, es posible identificar la amenaza sísmica de todas las fuentes que pueden generar efectos importantes sobre la región o para escenarios sísmicos específicos. El resultado fundamental de este tipo de análisis son las tasas de excedencia asociadas a períodos de recurrencia específicos.

La amenaza sísmica se cuantifica en términos de los períodos de recurrencia (o sus inversos, las tasas de excedencia) de las intensidades sísmicas relevantes para el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica será excedido.

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores de intensidad pre-determinadas en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos con las aceleraciones que han producido los sismos en un sitio. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes.

1.5.2 Selección

Como metodología general de cálculo se selecciona el modelo de amenaza probabilista, dado que permite la definición de escenarios de ocurrencia de terremotos, caracterizados por medio de su probabilidad de ocurrencia, y permite dar un tratamiento adecuado a la incertidumbre del problema. La estimación de parámetros de movimiento fuerte se hace por medio de las funciones de atenuación definidas en el proyecto regional RESIS II (NORSAR et. al. 2008), las cuales se ajustan a las características tectónicas de la región centroamericana.

1.5.3 Procedimiento de análisis

La Figura 1-3 presenta un diagrama de flujo con los principales elementos del modelo de amenaza sísmica aplicado. Los pasos principales de la metodología utilizada son los siguientes:

- (1) *Definición y caracterización de las fuentes sismogénicas principales*: a partir de la información geológica y neotectónica recolectada, así como estudios previos, se definen geoméricamente las principales fuentes sismogénicas.
- (2) *Asignación de parámetros de sismicidad a las diferentes fuentes sísmicas*: con base en el catálogo sísmico histórico, y estudios previos realizados, se asignan los parámetros de sismicidad a cada fuente sismogénica identificada.
- (3) *Generación de un conjunto de eventos estocásticos compatible con la distribución de ubicación, profundidad, frecuencias y magnitudes*: a partir de toda la información anterior, se genera un conjunto de eventos sísmicos posibles por medio de un muestreo basado en división recursiva de la geometría de las fuentes, y asignación de parámetros de sismicidad a cada segmento de manera ponderada según su aporte de área en el área total. Para cada segmento se generan una serie de escenarios de diversas magnitudes, cuyas probabilidades de ocurrir se calculan a partir la curva de recurrencia de magnitudes específica de esa fuente.
- (4) *Modelo de atenuación de parámetros de movimiento del terreno*: con base en información recolectada, estudios previos y el estado del conocimiento actual acerca de las funciones de atenuación espectrales, se definen las funciones de atenuación apropiadas.
- (5) *Generación de mapas de amenaza de eventos representativos*: se generan los mapas de distribución espacial de intensidad sísmica, de acuerdo con sus valores máximos y espectrales para cada evento estocástico calculado y por medio del modelo de atenuación adoptado.
- (6) *Amplificación de parámetros de amenaza por efectos de sitio*: la respuesta dinámica de depósitos de suelo modifica las características del movimiento en amplitud,

contenido frecuencial y duración. El efecto de amplificación y deamplificación de los parámetros de amenaza por efecto de los depósitos de suelo blando superficiales se cuantifica de diversas formas. Es común hacerlo por medio de la propagación de ondas de corte por los estratos de suelo.

- (7) *Aplicación del modelo de probabilístico de amenaza sísmica*: obtención de mapas de amenaza sísmica para diferentes parámetros de intensidad. Los mapas se calculan para diferentes periodos de retorno de análisis.
- (8) *Parámetros de movimiento del terreno*: los parámetros de movimiento del terreno que mejor representan los daños eventuales en obras de infraestructura son los siguientes:
- Aceleración, velocidad y desplazamiento máximos del terreno.
 - Aceleración, velocidad y desplazamientos espectrales para diferentes periodos estructurales de vibración.

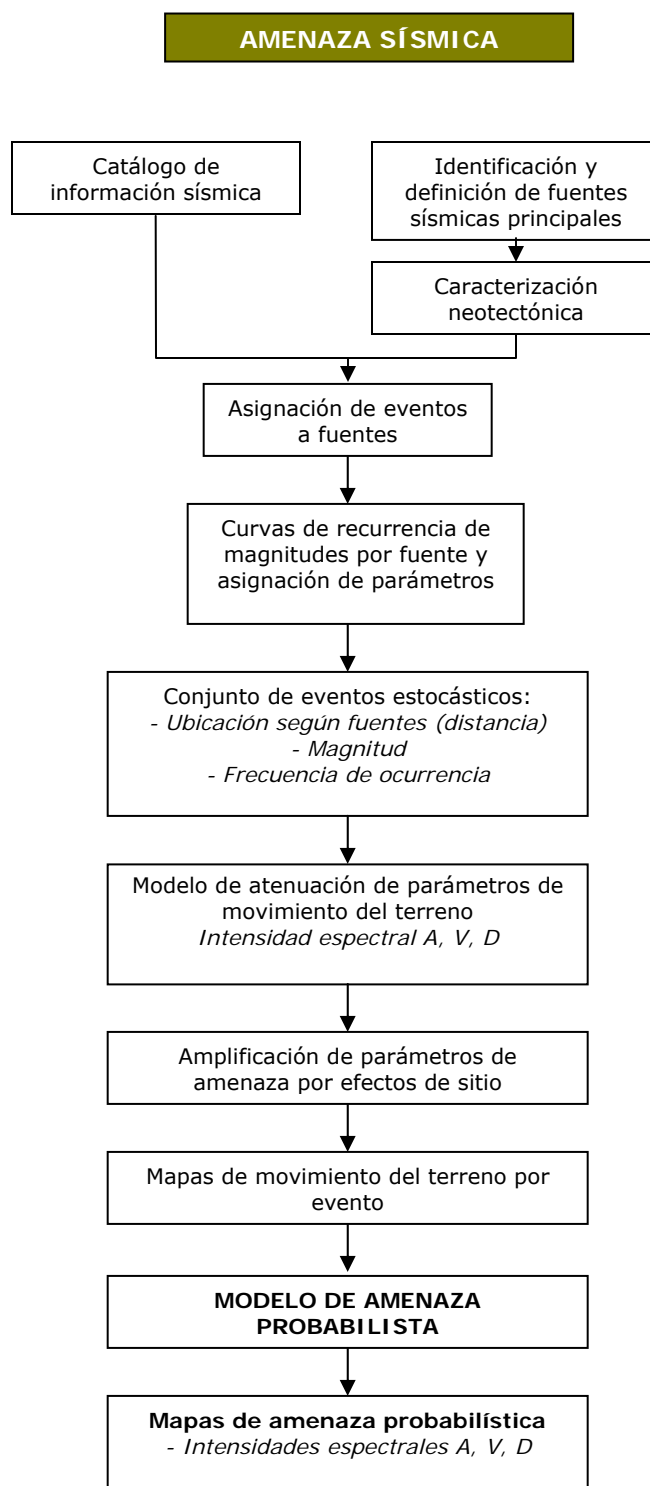


Figura 1-3
Diagrama de flujo del módulo de amenaza sísmica

1.5.4 Parámetros de sismicidad de fuentes sismogénicas

La actividad de la i -ésima fuente sísmica se especifica en términos de la tasa de excedencia de las magnitudes, $\lambda_i(M)$, generadas por esta fuente. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan temblores con magnitud superior a una específica. Para la mayor parte de las fuentes sísmicas, la función $\lambda_i(M)$ es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter. En estos casos, la sismicidad queda descrita de la siguiente manera:

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \quad (\text{Ec. 7})$$

donde M_0 es la mínima magnitud relevante. λ_0 , β , y M_u son parámetros que definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas. Estos parámetros, diferentes para cada fuente, se estiman por medio de procedimientos estadísticos, que incluyen información sobre regiones tectónicamente similares a las del país, más información experta, especialmente sobre el valor de M_u , la máxima magnitud que puede generarse en cada fuente.

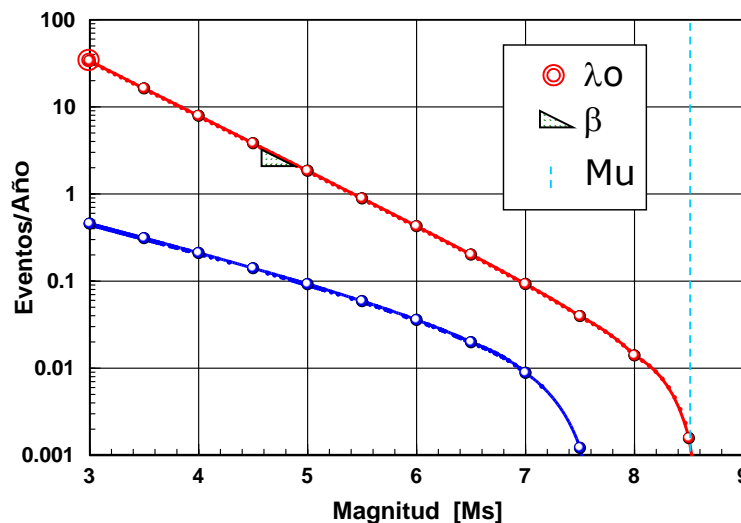


Figura 1-4
Tasas de excedencia de fuentes para el modelo de sismicidad de Poisson.

De esta manera, cada una de las fuentes sismogénicas queda caracterizada mediante una serie de parámetros de sismicidad, los cuales se determinan con base en la información sísmica disponible. Los parámetros definidos son los siguientes:

- *Valor beta*: se identifica mediante el parámetro β que representa la pendiente del tramo inicial de la curva de recurrencia de magnitudes.

- *Magnitud máxima M_u* : se estima con base en la máxima longitud de ruptura posible de cada una de las fuentes y en otras características morfotectónicas.
- *Tasa de recurrencia de sismos con magnitud mayor que 4.0 (λ_0)*: corresponde al número promedio de eventos por año de sismos con magnitud mayor que 4.0 que se producen en una determinada fuente.

El modelo de cálculo de la amenaza sísmica se adelanta con base en las fuentes sísmogénicas regionales (fallas intraplaca y subducción) de acuerdo con la información existente y con estudios previos realizados en países Centroamericanos.

1.5.5 Atenuación de los parámetros de amenaza

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, hasta ahora supuesto en terreno firme, si en la i -ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad sísmica se les conoce como *leyes de atenuación*. Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco sísmico y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar formas muy diversas. En este caso se utilizan diversas leyes de atenuación dependiendo del tipo de sismo. Como se verá más adelante, se considera que las intensidades sísmicas relevantes son las ordenadas del espectro de respuesta a , (pseudoaceleraciones, 5% del amortiguamiento crítico), cantidades que son aproximadamente proporcionales a las fuerzas laterales de inercia que se generan en las estructuras durante sismos.

La intensidad sísmica no está exenta de incertidumbre por lo que no puede considerarse como una variable determinista. Por esta razón, se supone que la intensidad sísmica a es una variable aleatoria de distribución lognormal con mediana dada por la ley de atenuación y desviación típica del logaritmo natural igual a σ_{lna} . Dentro de los análisis desarrollados se clasifican las fuentes sísmicas en dos grupos; fuentes activas o intraplaca y fuentes de subducción. A cada uno de estos tipos de fuentes está asociada una ley de atenuación diferente.

Se utilizan leyes de atenuación espectrales que toman en cuenta el hecho de que la atenuación es diferente para ondas de diferentes frecuencias, con lo cual es posible calcular el espectro de respuesta esperado dadas una magnitud y una distancia.

1.5.6 Cálculo de la amenaza sísmica

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, puede calcularse la amenaza sísmica considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas y la distancia entre cada fuente y el

sitio donde se encuentra la estructura. La amenaza, expresada en términos de las tasas de excedencia de intensidades a , se calcula mediante la siguiente expresión:

$$v(a) = \sum_{n=1}^N \int_{M_0}^{M_u} -\frac{\partial \lambda}{\partial M} \Pr(A > a | M, R_i) dM \quad (\text{Ec. 8})$$

donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas N , y $\Pr(A > a | M, R_i)$ es la probabilidad de que la intensidad exceda un cierto valor, dadas la magnitud del sismo M , y la distancia entre la i -ésima fuente y el sitio R_i . Las funciones $\lambda_i(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas. La integral se realiza desde M_0 hasta M_u , lo que indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Conviene hacer notar que la ecuación anterior sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes sino, con igual probabilidad, en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Se debe tomar en cuenta esta situación subdividiendo las fuentes sísmicas en triángulos, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad del triángulo. La subdivisión se hace recursivamente hasta alcanzar un tamaño de triángulo suficientemente pequeño como para garantizar la precisión en la integración de la ecuación anterior.

En vista de que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene distribución lognormal, la probabilidad $\Pr(A > a | M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$\Pr(A > a | M, R_i) = \phi \left(\frac{1}{\sigma_{Lna}} \ln \frac{E(A | M, R_i)}{a} \right) \quad (\text{Ec. 9})$$

siendo $\phi(\cdot)$ la distribución normal estándar, $E(A | M, R_i)$ el valor esperado del logaritmo de la intensidad (dado por la ley de atenuación correspondiente) y σ_{Lna} su correspondiente desviación estándar.

1.5.7 Modificación de los parámetros de amenaza por efectos de sitio

Durante un sismo, se presentan principalmente dos tipos de respuesta de sitio que pueden llegar a producir problemas de consideración. Uno en el que el suelo modifica el contenido frecuencial y la amplitud del sismo, haciéndolo más o menos destructivo; en el otro el suelo mismo falla y se fisura, moviéndose horizontal y verticalmente.

El comportamiento dinámico de depósitos estratificados se modela mediante funciones de transferencia espectrales, las cuales permiten conocer el valor de amplificación por el cual se deben modificar las aceleraciones espectrales calculadas a nivel de terreno firme. Estas funciones de transferencia deben construirse para diferentes valores de aceleración máxima

del terreno, con el fin de tener en cuenta el efecto no lineal de degradación de los suelos. En la Figura 1-5 se presenta una función de transferencia espectral típica.

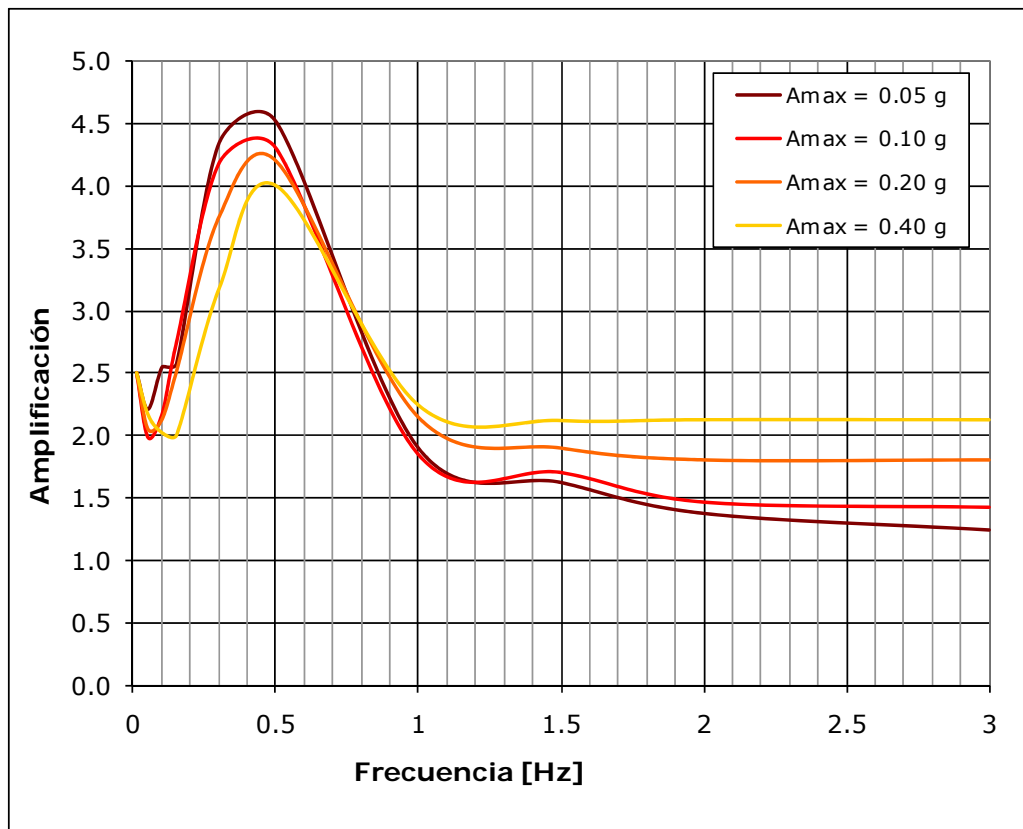


Figura 1-5
Función de amplificación espectral típica de un suelo blando

A partir de la función de amplificación definida para el sitio de análisis, las aceleraciones espectrales a nivel de superficie Sa_{sup} , se calculan como:

$$Sa_{sup} = A_{Amax} \cdot Sa_{tf} \quad (\text{Ec. 10})$$

donde A_{Amax} es el nivel de amplificación calculado para un para un valor de A_{max} (aceleración máxima del terreno firme) dado, y Sa_{tf} es la aceleración espectral calculada a nivel del terreno firme, empleando el modelo de amenaza sísmica.

2 Modelo de evaluación de amenaza por tsunami

2.1 Introducción

La modelación de tsunami debe abordarse por medio de dos análisis complementarios: i) *generación*, y ii) *propagación y arribo*. Los análisis de *generación* permiten estimar la energía que un evento detonante es capaz de transmitir a la masa de agua en forma de ondas gravitacionales. Este análisis involucra un importante conocimiento del proceso detonante y la capacidad de establecer o adoptar modelos de comportamiento dentro de las condiciones esperadas para el área bajo estudio, así como la necesidad de establecer o adoptar modelos de interacción entre el suceso detonante y la masa de agua.

Los análisis de *propagación y arribo* requieren de la aplicación de una teoría hidrodinámica que permita establecer las condiciones de propagación de las ondas gravitacionales en el agua, así como determinar las condiciones de arribo, amplificaciones por efectos locales particulares y la capacidad de afectar en sitios poblados determinados o componentes de infraestructura importantes.

2.2 Hidrodinámica de los tsunamis

Con el fin de poder establecer las condiciones mediante las que se desarrolla la amenaza por tsunami, es necesario conocer las características físicas del desplazamiento del agua que inducen los sismos, y que proveen la mejor descripción, tanto de su tamaño como de la capacidad destructiva. Una descripción analítica detallada se encuentra en Satake 2002, Helal & Mehanna 2008.

2.2.1 Ondas largas

Se considera un sistema de coordenadas con el origen a nivel de la superficie de agua en reposo. Las condiciones geométricas se presentan en la Figura 2-1, para una onda con velocidad de propagación \bar{V} (vector con componentes u y w en x y z respectivamente) (Satake 2002). A este tipo de ondas se les conoce también como gravitacionales, dado que la gravedad es la que controla el mecanismo de restauración del medio.

$$\frac{D\bar{V}}{Dt} = -\bar{g} - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad (\text{Ec. 11})$$

donde

$$D/Dt \text{ indica la derivada total representada por: } \frac{D\bar{V}}{Dt} = \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{V}$$

$\nabla \bar{V}$ = Gradiente de velocidades.

\bar{g} = Vector en tres componentes de aceleración gravitacional

ρ = Densidad del medio de propagación

∇p = Gradiente de presión.

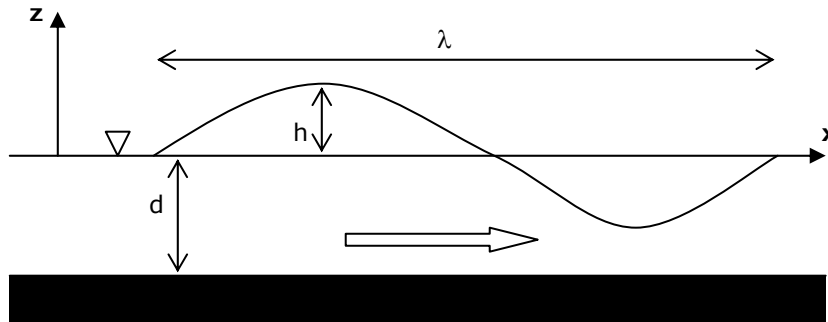


Figura 2-1
Condiciones geométricas de las ondas largas

En el caso de que la longitud de onda λ sea mucho mayor que la profundidad del medio ($\lambda \gg d$), la aceleración vertical resultante en el agua es despreciable, en comparación con la gravedad. Esto implica que el movimiento de la masa de agua, en dirección horizontal, es prácticamente constante desde el fondo hasta la superficie. A este tipo de ondas se les conoce como *ondas largas*, u *ondas en aguas someras* (*shallow-water waves*). Para el caso de los tsunamis, la profundidad de los océanos se encuentra típicamente alrededor de los 5 km, mientras que la longitud del frente de ondas puede ser de varios cientos de kilómetros. Por este motivo, la aproximación de onda larga es suficientemente válida para caracterizar el tránsito de la energía del tsunami en mar abierto.

La componente de movimiento horizontal de la Ecuación 11 se puede escribir como sigue, al remplazar el gradiente de presiones por la pendiente de la superficie del agua.

$$\frac{Du}{Dt} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{Ec. 12})$$

En el caso de los tsunamis, el término de no linealidad es normalmente pequeño y puede ser despreciado ($Du/Dt \approx \partial u/\partial t$), por lo que la ecuación de movimiento se convierte en

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{Ec. 13})$$

En el caso particular en que la amplitud vertical del movimiento es muy pequeña, en comparación con la profundidad del agua ($d \gg h$), la ecuación de continuidad puede escribirse como

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(du) \quad (\text{Ec. 14})$$

A las ondas de este tipo se les conoce como *ondas largas lineales de baja amplitud*. Las suposiciones realizadas son válidas para describir el movimiento de los tsunamis, excepto en regiones aledañas a la costa. Empleando las Ecuaciones 13 y 14, se deriva la ecuación de onda característica de este problema, considerando la profundidad d como constante.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (\text{Ec. 15})$$

donde $c = \sqrt{gd}$, corresponde a la velocidad de propagación de la onda.

2.2.2 Propagación de ondas

Al suponer que el comportamiento hidrodinámico de los Tsunami se basa en la teoría de ondas largas, es posible emplear la teoría geométrica de propagación óptica de rayos para determinar aproximadamente el tiempo que le toma al frente de ondas arribar a un destino específico. Esta información es crucial para el funcionamiento correcto de los sistemas de alerta, de manera que sean capaces de predecir el tiempo de llegada de las ondas, y permitan la ejecución de los protocolos de evacuación y respuesta a la emergencia. Con los *mapas de refracción de ondas*, se presentan los contornos de igual tiempo de arribo. En el cálculo de estos mapas se considera únicamente la condición de refracción de ondas, despreciando el efecto de reflexión, dado que no se trata de un mapa de amplitudes o amplificaciones de onda. La Figura 2-2 presenta un mapa de refracción de ondas para el tsunami de Indonesia del 26 de Diciembre de 2004¹.

¹ Disponible en el sitio web de la National Oceanic and Atmospheric Administration

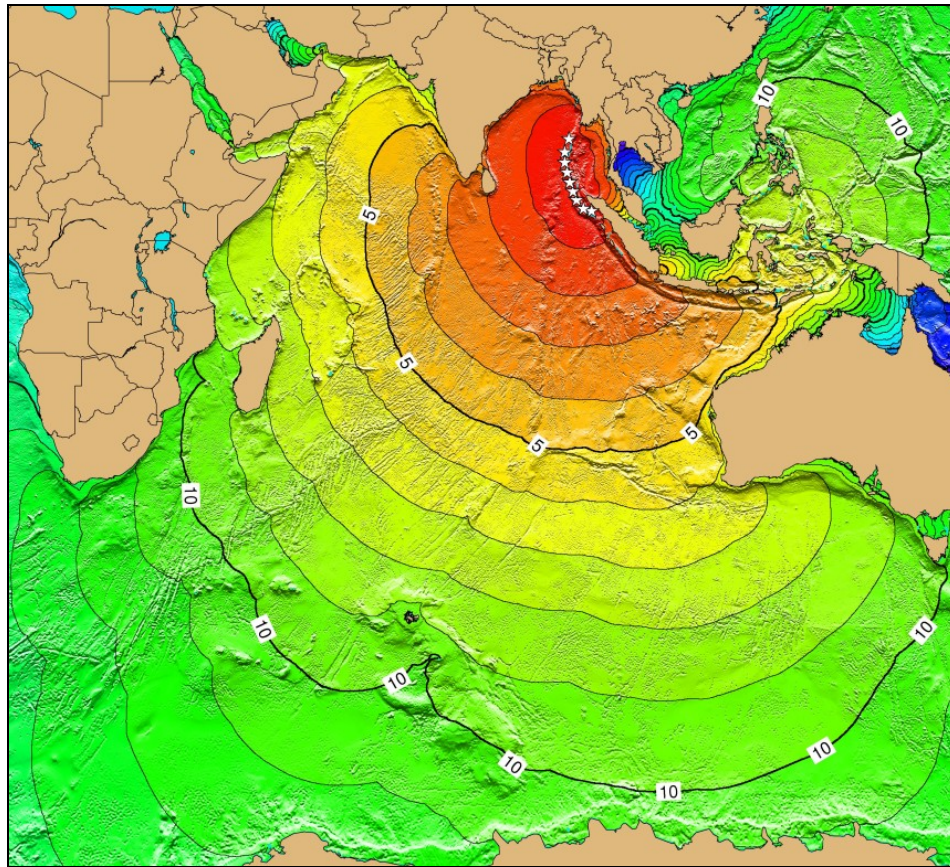


Figura 2-2
Diagrama de refracción de ondas, con contornos de tiempo de arribo. Tsunami de
Indonesia, 26 de Diciembre de 2004

(Fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration)

2.2.3 Ley de Green

Un análisis de conservación de la energía a lo largo de uno de los rayos del mapa de refracción, permite establecer condiciones de aproximación de los valores propios de la onda generada por el tsunami, obteniéndose del análisis la siguiente expresión:

$$b_{i-1} \frac{\sqrt{d_{i-1}}}{h_{i-1}^2} = b_i \frac{\sqrt{d_i}}{h_i^2} \quad (\text{Ec. 16})$$

donde b es la distancia entre rayos, d es la profundidad del agua, y h es la amplitud del tsunami (amplitud del agua contada desde el nivel de reposo). Los subíndices $i-1$ y i , representan dos estados inmediatos de análisis. Si se conoce la amplitud del tsunami en un estado inicial determinado, junto con las características oceánicas y de propagación de la onda, es posible estimar la amplitud en el estado siguiente por medio de la siguiente expresión.

$$h_i = h_{i-1} \left(\frac{b_{i-1}}{b_i} \right)^{1/2} \left(\frac{d_{i-1}}{d_i} \right)^{1/4} \quad (\text{Ec. 17})$$

Esta relación se conoce como *Ley de Green*. Es una relación general de propagación de ondas en medios someros, la cual puede ser aplicada para el caso de los tsunamis. La relación b_i / b_{i-1} representa la dispersión de los rayos a medida que se propaga la onda. Los rayos se distribuyen de manera perpendicular a los contornos del frente de onda (ver Figura 2-2), con origen común en el epicentro sísmico o la fuente generadora.

2.2.4 Ecuaciones de onda larga

Al incluir el efecto de la rugosidad del fondo oceánico, así como el efecto de Coriolis generado por la rotación terrestre, las ecuaciones del movimiento de la onda larga, para el caso tridimensional, pueden escribirse de la siguiente manera (Satake 2002)

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} &= -fV - g \frac{\partial h}{\partial x} - C_f \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{d + h} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} &= -fU - g \frac{\partial h}{\partial y} - C_f \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{d + h} \end{aligned} \quad (\text{Ec. 18})$$

junto con la ecuación de continuidad

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(U(h + d)) + \frac{\partial}{\partial y}(V(h + d)) = 0 \quad (\text{Ec. 19})$$

donde f es el parámetro de Coriolis, C_f es un coeficiente adimensional de fricción, U y V son las velocidades promedio en las direcciones x y y respectivamente. Empleando las relaciones anteriores, es posible modelar el comportamiento de las ondas que genera un tsunami, en el sentido de predecir sus condiciones de propagación y arribo.

2.3 Modelo analítico propuesto

2.3.1 Generalidades

La actividad sísmica en regiones oceánicas induce la existencia de una importante amenaza por eventos tsunamigénicos. El desplazamiento constante de las placas tectónicas y su interacción en las zonas de subducción, hace que la amenaza por tsunami se manifieste de manera recurrente, con la misma frecuencia o probabilidad que los eventos sísmicos detonantes.

El nivel de impacto que es capaz de producir un tsunami está asociado con el tamaño y profundidad del terremoto, la velocidad de propagación de las ondas en el agua y la altura de la ola al momento de su llegada a la costa. Los modelos sísmicos e hidrodinámicos permiten establecer aproximaciones sobre las características que podrían presentar los tsunamis futuros, para diferentes períodos de recurrencia, de tal manera que puedan diseñarse planes de acción preventiva y de respuesta a las emergencias, así como el desarrollo de sistemas de alerta-alarma en las áreas críticas.

2.3.2 Selección

La modelación hidrodinámica detallada del tránsito de las ondas gravitacionales en mares y océanos requiere de información con alto nivel de detalle que en el momento no se encuentra disponible para la región. La caracterización adecuada de los desplazamientos cosísmicos del lecho marino, los cuales determinan la magnitud del evento de tsunami, requiere de la utilización de modelos sismológicos complejos, cuya aplicación se ve restringida dado el relativamente pobre conocimiento que se tiene del fenómeno de ruptura en la zona de subducción, durante terremotos de magnitud alta. Así mismo la información batimétrica detallada para la totalidad de la costa del país, o regiones particulares de interés, no se encuentra disponible, y su levantamiento requiere de grandes esfuerzos y desarrollos tecnológicos.

Por lo tanto se selecciona un modelo paramétrico simplificado, calibrado a partir de información existente de elevación de ola para el tsunami de Nicaragua de 1992, el cual permite emplear el modelo de amenaza sísmica seleccionado como detonante de los escenarios de amenaza por tsunami.

2.3.3 Procedimiento de análisis

La Figura 2-3 presenta el diagrama de flujo del modelo empleado para el cálculo de la amenaza por tsunami. Los pasos principales a tener en cuenta en el desarrollo de esta metodología son:

- (1) *Análisis preliminar de la amenaza sísmica:* se emplean los modelos de amenaza sísmica propuestos para la evaluación de la probabilidad de ocurrencia de los eventos detonantes de posibles tsunamis en la costa pacífica de Centroamérica. Para este fin se definen los parámetros de recurrencia de las diferentes fuentes asociadas, principalmente la subducción del Pacífico, o en la fosa mesoamericana.
- (2) *Generación de un conjunto de eventos estocásticos compatible con la distribución de ubicación, profundidad, frecuencias y magnitudes de eventos detonantes:* se establece un conjunto de eventos sísmicos potencialmente generadores de tsunami, para los cuales se calculan sus condiciones de impacto en la costa. Cada uno de estos eventos lleva asociada la probabilidad de ocurrencia del evento sísmico detonante.

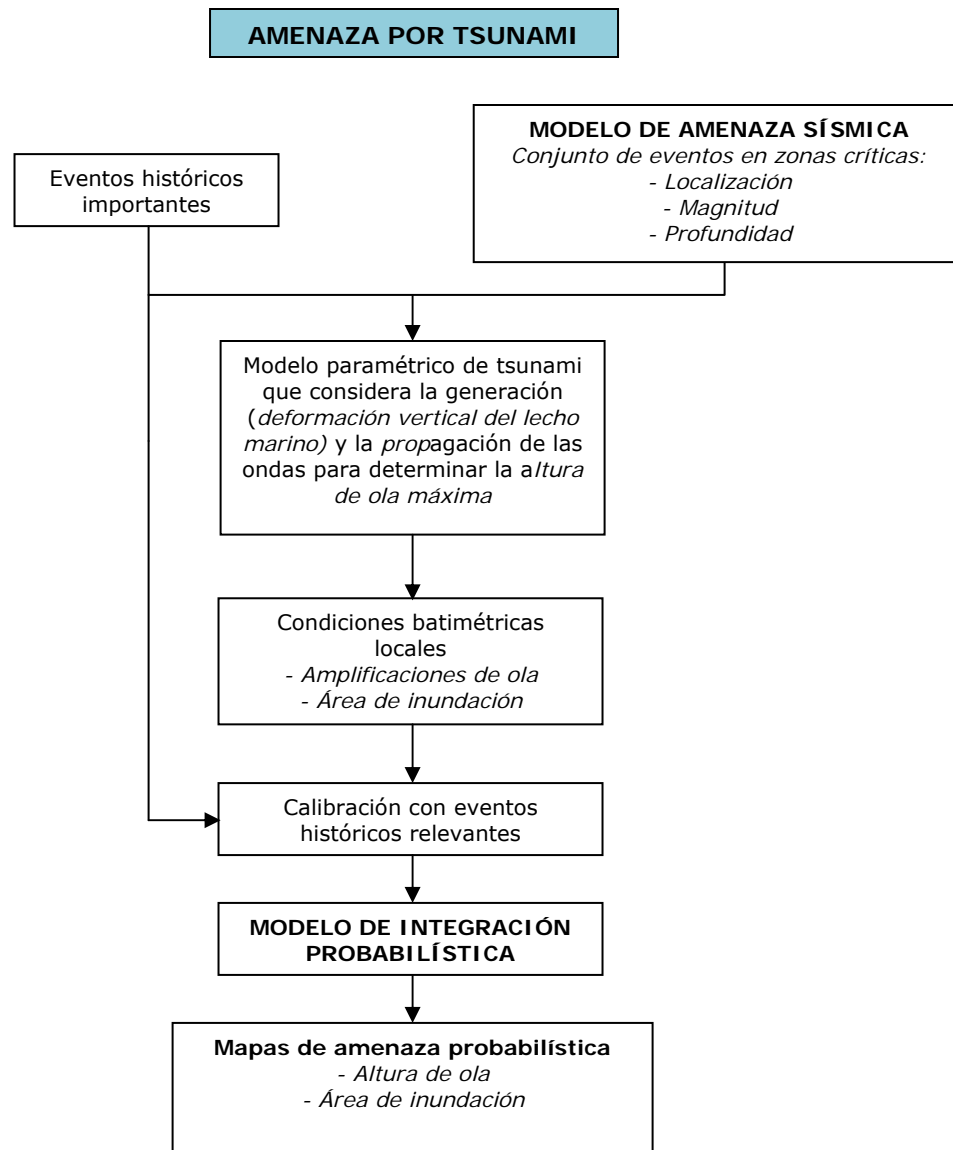


Figura 2-3
Diagrama de flujo de la metodología propuesta

- (3) *Modelo paramétrico de tsunami:* con base en el modelo presentado a continuación, se determinan las alturas de ola máxima las cuales consideran de manera simplificada las principales variables de generación y propagación de los tsunamis
- (4) *Consideración de las condiciones batimétricas locales:* se contempla, en el análisis, la posibilidad de incluir una base de información batimétrica y topográfica tan detallada como sea posible y que permita establecer las amplificaciones puntuales del efecto de un tsunami determinado.

- (5) *Generación de mapas de amenaza de eventos representativos*: se generan los mapas de distribución espacial de altura de ola e incursión de la inundación en el continente, para cada evento estocástico calculado y por medio de los modelos de generación y propagación adoptados. Adicionalmente, se pueden calcular los mapas de amenaza de eventos históricos representativos.
- (6) *Aplicación del modelo probabilístico de amenaza*: obtención de mapas de amenaza por tsunami para los diferentes parámetros de intensidad mencionados anteriormente y para diferentes periodos de recurrencia de análisis.

A lo largo de la historia sísmica de Centroamérica se han presentado sismos con las características apropiadas para generar tsunami. Los casos históricos permiten establecer que, en general, se requieren sismos de subducción con magnitud mayor a 7 para detonar un tsunami.

2.3.4 Descripción del modelo paramétrico

Debido a lo poco práctico que resultaría modelar escenarios de Tsunami con los métodos de generación y propagación de ondas tradicionales se recurrió a un método paramétrico el cual simplifica el proceso de modelación con tiempos de cálculo razonables aunque con mayor incertidumbre en los resultados, por las características probabilistas del proyecto este método paramétrico se consideró aceptable.

El método paramétrico está basado en los trabajos de Okal y Synolakis (2004) donde de acuerdo a observaciones de altura máxima en varios eventos de tsunami importantes, proponen una expresión que ajusta de manera aproximada a las mediciones a lo largo de la costa de afectación. La expresión es la siguiente:

$$\zeta(y) = \frac{b}{\left[\frac{y}{a}\right]^2 + 1} \quad (\text{Ec. 20})$$

Donde $\zeta(y)$ es la altura de ola, y es la distancia de la costa, y a y b son factores que se obtienen de acuerdo a las características del temblor. El parámetro b tiene que ver con la altura máxima de ola y el parámetro a con la distribución de alturas en la costa.

De acuerdo a los análisis con varios tsunamis producidos por sismos de fuente cercana, Okal y Synolakis (2004) proponen valores de dichos parámetros. En la Figura 2-4 se muestra una comparación de valores obtenidos con la ecuación anterior y mediciones de altura máxima en la costa de Nicaragua producidas por el sismo del 2 de septiembre de 1992.

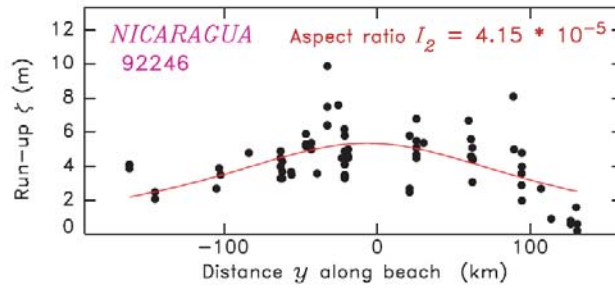


Figura 2-4
Comparación del modelo con mediciones del tsunami de Nicaragua de 1992

Un valor adicional que está relacionado con los parámetros a y b es el dato I_2 definido como:

$$I_2 = \frac{b}{a} \tag{Ec. 26}$$

Las expresiones para obtener los parámetros indicados son resultado de un proceso de ajuste de algunos eventos en México y Centroamérica y las expresiones resultantes se muestran a continuación:

$$\begin{aligned} b &= p_1 Mo^2 + p_2 Mo + p_3 L^2 + p_4 L + p_5 h^2 + p_6 h + p_7 H^2 + p_8 H + p_9 Tan\beta^2 + p_{10} Tan\beta + p_{11} \\ I_2 &= p_1 Mo^2 + p_2 Mo + p_3 L^2 + p_4 L + p_5 h^2 + p_6 h + p_7 H^2 + p_8 H + p_9 Tan\beta^2 + p_{10} Tan\beta + p_{11} \end{aligned} \tag{Ec. 27}$$

Donde Mo es el momento sísmico en dinas centímetro, L es la distancia mínima del epicentro a la costa en kilómetros, h es la profundidad del hipocentro en kilómetros, H es la profundidad del agua en metros, $Tan\beta$ es la pendiente media de la batimetría a partir de la costa y p_i son constantes de ajuste de las ecuaciones y sus valores se indican en la Tabla 2-1.

Tabla 2-1
Valores de las constantes p_i para las expresiones de “ b ” e “ I_2 ”

Constantes	b	I_2
p_1	-9.099E-58	-4.999E-60
p_2	9.919E-29	4.852E-31
p_3	7.250E-06	2.550E-07
p_4	-7.795E-03	-2.047E-04
p_5	-3.071E-04	2.857E-07
p_6	-9.143E-03	-9.571E-05
p_7	-2.500E-08	-7.500E-11
p_8	3.990E-04	1.655E-06
p_9	3.889E+02	3.045E+00
p_{10}	-6.124E+01	-4.430E-01
p_{11}	3.456E+00	5.108E-02

2.3.4.1 Consideraciones

La manera de generar las variables de las ecuaciones anteriores es mediante el modelo propuesto para la amenaza de sismo con el que se obtienen una lista de eventos, la magnitud de los mismos y las coordenadas del hipocentro. Como consideraciones adicionales se supone que los sismos generan tsunamis solo si:

- Tienen epicentros localizados en el mar
- Tienen magnitudes mayores a 6 grados
- La profundidad del hipocentro es menor a 60 Km
- La distancia máxima de afectación es de 600 Km

En la Figura 2-5 se ilustran algunas de las variables empleadas.

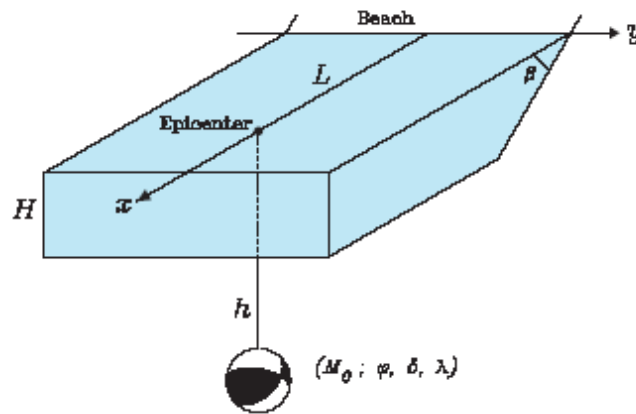


Figura 2-5

Esquema ilustrativo de las variables que intervienen en el método paramétrico

Adicionalmente se hace uso de puntos de cálculo definidos por el usuario. Estos puntos indican la región donde nos interesa conocer las áreas de inundación por tsunami y están definidos de la siguiente manera:

- Las coordenadas de la línea de costa (Cota 0).
- Puntos en tierra con una elevación aproximada de 15 metros (Cota 15). El objetivo de estos puntos es realizar los cálculos de altura de inundación hasta las posiciones de los mismos.
- Factores de amplificación locales.

Para el método es importante que cada punto de la costa tenga un correspondiente punto de tierra y que las rectas que se obtienen con estos puntos no se crucen. En la Figura 2-6 se muestra un esquema con la definición de estos puntos y algunas consideraciones para la aplicación del método.

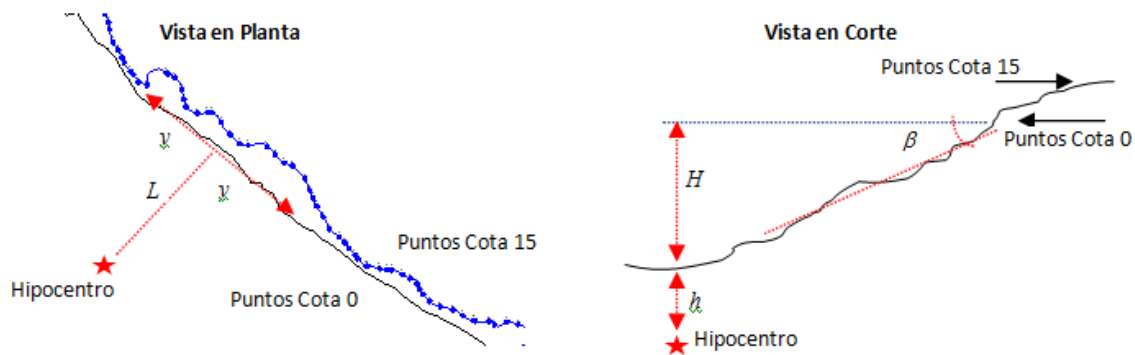


Figura 2-6
Ejemplo de consideraciones para la aplicación del método paramétrico

2.3.4.2 Obtención de parámetros

Dada la magnitud del sismo, M , el momento sísmico se obtiene con la expresión de momento de Hanks y Kanamori, 1979.

$$M_0 = 10^{(1.5 \cdot M + 16.1)} \quad (\text{Ec. 28})$$

Con la información de la coordenada del hipocentro y los puntos de cálculo se realizan las siguientes consideraciones para los cálculos ilustradas en la figura anterior:

1. Con la información de la batimetría se obtiene la profundidad de agua, H , sobre el epicentro del sismo.
2. Se determina el punto más cercano de la costa (Cota 0) y se considera que la distancia entre estos puntos es el parámetro L
3. A partir de ese punto se obtienen las distancias “ y ” de cada punto
4. Con la batimetría se obtiene β de cada punto y el valor de su tangente
5. Con todos estos parámetros se obtienen los valores de las constantes p_i para obtener b e I_2 y con esto valores obtener la altura de ola en cada punto de cálculo.

2.3.4.3 Obtención de zonas de inundación

Una vez que se tiene la altura de ola $\zeta(y)$ para cada punto de cálculo, se pueden obtener las zonas de inundación en la región acotada por los puntos de cálculo, cota 0 a 15. La estimación de las zonas de inundación se obtienen por la diferencia de la altura de ola $\zeta(y)$ y la elevación del terreno obtenida con topografía detallada. En la Figura 2-7 se esquematiza este análisis.

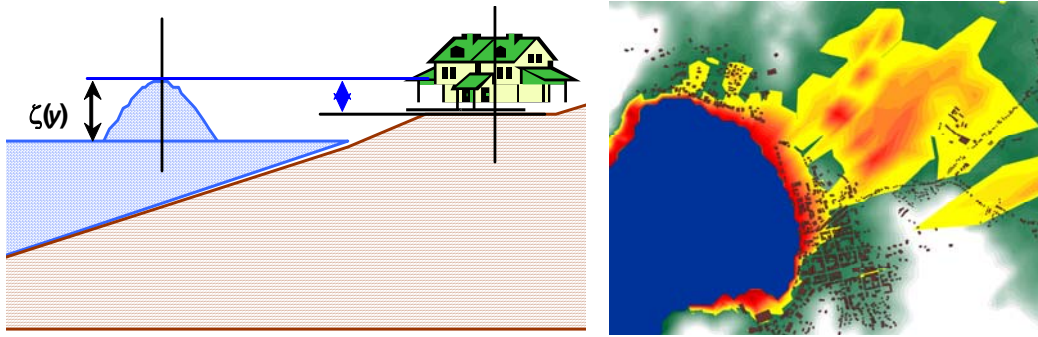


Figura 2-7
Esquema de estimación de alturas de inundación y resultados de áreas de inundación

3 Modelo de evaluación de amenaza por huracán

3.1 Introducción

La generación de huracanes está asociada con la incidencia de la radiación solar sobre el planeta, y los procesos climáticos que ésta induce. La atmósfera, cuyo espesor medio es de 130 km, está conformada con aire de distintas densidades, según su altura y posición en la superficie terrestre. El aire seco está compuesto por nitrógeno 78%, oxígeno 20%, neón y ozono menos del 1%, polvo y otros gases el 1% restante. Debido a los cambios térmicos se pueden presentar moléculas de agua en la composición del aire que cambian su densidad. La densidad del aire tiene un valor medio de 1.2 kg/m³ pero puede tener variaciones de hasta el 20 por ciento según la época del año y la latitud del sitio.

En la superficie terrestre se desarrollan procesos circulatorios de las masas de aire, debidos a la variación de la temperatura atmosférica con la altura, también denominada gradiente térmico. Esto induce intercambios termodinámicos entre las zonas más calientes y las más frías, para establecer el equilibrio. El aire caliente se desplaza hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. De este modo, las masas de aire nivelan y suavizan el clima terrestre y establecen los principios de la circulación general. Al presentarse el movimiento de aire caliente hacia las partes altas de la atmósfera se genera un centro de baja presión, con lo que se pierde o reduce el calor de la atmósfera.

En un centro de baja presión el viento tiende a desplazarse hacia el centro del sistema, en donde se acumula para luego ascender verticalmente. Al elevarse, la masa de aire se expande, pierde energía y reduce el calor. Si se dan las condiciones de temperatura y humedad necesarias, el vapor de agua del aire se condensa generando nubes.

Las depresiones tropicales pueden o no desarrollarse en eventos relevantes dependiendo de las condiciones físicas y ambientales dominantes en la zona y momento en que se generan. Cuando estas depresiones tropicales embrionarias encuentran las condiciones apropiadas pueden desarrollarse y generar tormentas tropicales o huracanes. Todos estos eventos se originan bajo condiciones meteorológicas similares y exhiben el mismo ciclo de vida. Las distintas etapas del desarrollo de estos sistemas están definidas por la *velocidad sostenida* de los vientos, es decir los niveles de velocidad del viento y la presión atmosférica que se mantienen por tiempos superiores a un minuto, cerca del centro del sistema. En las etapas formativas, la circulación cerrada isobárica se conoce como depresión tropical. Si la velocidad sostenida de los vientos excede los 63km/h (39 mph), se convierte en una tormenta tropical. En esta etapa el sistema ya está en capacidad de producir algún tipo de peligro. Cuando los vientos exceden los 119km/h (74 mph), el sistema se clasifica en un huracán, la forma más severa de los ciclones tropicales. El decaimiento del sistema ocurre cuando la tormenta llega a aguas no tropicales o cruza una masa de tierra. Si se desplaza hacia un ambiente no tropical, se le conoce como una tormenta subtropical ó depresión subtropical. Si sucede desplazamiento sobre tierra, los vientos se desaceleran y nuevamente se convierten en una tormenta y depresión tropical, hasta quizás disiparse completamente.

El potencial de daños de los diferentes procesos relacionados con los ciclones tropicales, está directamente relacionado con su intensidad, asociados siempre a una distribución geográfica determinada, de la siguiente manera:

- *Viento*: los vientos de un huracán pueden dañar o destruir completamente vehículos, edificios, caminos, etc., además de convertir desechos y escombros en proyectiles que son lanzados al aire a gran velocidad. Para el viento se utiliza como parámetro la velocidad de viento pico para ráfagas de 5 segundos.
- *Marea*: los huracanes producen un incremento en el nivel del mar, que puede inundar comunidades costeras. Este es el efecto más dañino, ya que el 80% de las víctimas de un ciclón mueren en los lugares donde estos tocan tierra. Se utiliza como parámetro la altura máxima de la ola que se genera y la zona geográfica de impacto.
- *Lluvia torrencial*: las precipitaciones intensas pueden provocar deslizamientos en zonas montañosas, además de desbordar masas acuáticas cercanas. Para su cuantificación se utilizan en general las curvas de intensidad-duración-frecuencia.

Existen diferentes metodologías para la estimación de intensidades asociadas a los efectos provocados por huracanes. La aproximación de la intensidad puede hacerse por medio de *modelos estadísticos*, *modelos dinámicos*, o la combinación de ambos.

3.2 Modelos estadísticos

Los modelos estadísticos se basan en la relación entre las características de una tormenta, con respecto a las características de las tormentas históricamente observadas. Debido a su simplicidad son los más rápidos en la estimación de sus características. Actualmente, este tipo de modelos se utilizan como calificadores de los modelos más complejos, como por ejemplo los dinámicos.

Los modelos *CLIPER5*² y *SHIFOR5*³ basados en la climatología y persistencia de las condiciones, son modelos usados por el *National Hurricane Center – NHC* (NOAA, EEUU) como modelos calificadores. El primero toma como parámetros, el comportamiento de la dirección, la posición, la fecha e intensidad de la tormenta durante las 12 o 24 horas previas. El segundo tiene en cuenta el decaimiento de la intensidad por el contacto de la tormenta con tierra firme.

² Climatology and Persistence Model, National Hurricane Center.

³ Statistical Hurricane Intensity Forecast, National Hurricane Center.

3.3 Modelos dinámicos

Los modelos dinámicos obtenidos a partir de los modelos estadísticos se consideran eficientes a pesar de ser menos precisos.

Los modelos dinámicos son más complejos y demandan considerablemente más recursos computacionales que los modelos estadísticos, ya que estos resuelven las ecuaciones físicas que gobiernan el fenómeno natural con base en múltiples métodos numéricos y diversas condiciones iniciales determinadas a partir de observaciones obtenidas del fenómeno en curso.

La ausencia de datos en todos los sitios de análisis hace que estos modelos se tornen imprecisos, debido a que las condiciones atmosféricas de un lugar a otro varían considerablemente. Este tipo de modelos son altamente sensibles a las condiciones iniciales del sistema y errores pequeños que pueden convertirse en significativos después de varios días de estimaciones.

U.S. National Weather Service Global Forecast System (GFS)

Este sistema es la combinación de diversas rutinas de cálculo para las estimaciones realizadas por el *Servicio Nacional del Clima – NWS* de los Estados Unidos. Este sistema tiene una resolución de 35 km para las primeras 180 horas, pero para predicciones más allá de 384 horas la resolución disminuye a 80 km. El sistema emplea un esquema de parametrización del efecto convectivo denominado *SAS*, un método de primer orden capaz de representar las condiciones de la capa más baja de la atmósfera o *PBL*, y un sistema de presión híbrido variable con la altura. Este sistema se utiliza para el pronóstico de la ruta que seguirá la tormenta.

Limited Area Sine Transform Barotropic (LBAR) Model

Es un sistema relativamente simple para la predicción de la ruta que seguirá la tormenta. Toma en cuenta solo dos parámetros de entrada: la velocidad promedio del viento y la altura, desde el sistema *GFS*, así como las condiciones de frontera. Este sistema no incluye gradientes de temperatura horizontal y consecuentemente considera que no hay cambio en los vientos verticales, por lo cual el sistema no es útil después de 2 días de desarrollo de la tormenta.

Global Environmental Multiscale Model (GEM) - Canadian Meteorological Centre (CMC)

Se trata de una malla hidrostática global, con una resolución de 33 km, a una latitud de 49°. Este sistema de alta exigencia informática emplea 4 variables y toma en cuenta las condiciones iniciales, variables con el tiempo. El modelo tiene una limitada capacidad para predecir la intensidad del sistema.

European Center for Medium-range Weather Forecasting (ECMWF) Model

Es el más complejo y más exigente en términos de recursos informáticos debido a la resolución, asimilación de datos y requisitos de las 28 agencias europeas que conforman el sistema. Fue el primer sistema con inicialización de 4 variables. Más allá de ser un buen

modelo para predecir la ruta de las tormentas tropicales de mediano tamaño, la elevada resolución del sistema es útil para la predicción de su intensidad.

Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS)

Es un modelo global con una resolución de 55 km y 30 niveles verticales, usa tres variables de iniciación y como la mayoría de modelos globales, no es preciso para la estimación de la intensidad del sistema pero sí para la predicción de la ruta.

NWS Geophysical Fluid Dynamics Model (GFDL) Hurricane Model

Este es un modelo limitado a una región específica y tiene tres niveles de resolución, 30 km, 15 km y 7.5 km. Esta resolución le permite al modelo resolver pequeñas características del sistema como por ejemplo la definición y el desplazamiento del ojo o la pared de la tormenta. Usa 42 niveles verticales y aún con la resolución disponible, no es capaz de resolver totalmente la compleja estructura del fenómeno. Está articulado con el *Modelo de Océanico de Princeton - POM*, lo cual permite incluir cambios oceánicos como por ejemplo la temperatura oceánica superficial.

Hurricane Weather Research and Forecasting Model (HWRF)

Desarrollado por el *Centro Nacional de Predicciones Ambientales – NHCP*, es un modelo no hidrostático que resuelve la ecuación que gobierna el movimiento vertical del aire dando al modelo la capacidad de representar las condiciones del ojo de la tormenta. Usa una retícula horizontal de 27 km y 42 niveles verticales, y así como el modelo *GFDL*, articula el *POM* para incluir la variación de las condiciones oceánicas. Para mejor representación de las condiciones iniciales del sistema, hace uso de observaciones aéreas y basadas en el radar Doppler, con lo cual se espera obtener mejores predicciones de la ruta, la intensidad y el nivel de lluvias producido por la tormenta.

United Kingdom Meteorological Office (UKMET) Model

Es un modelo no hidrostático, con una resolución en latitudes medias de 40 km y 50 niveles verticales. Este es un modelo de 4 variables de entrada que se aplican durante las 3 horas previas al inicio del proceso. En el 2002 y 2005 la *Oficina Meteorológica del Reino Unido* produjo una actualización del sistema con una nueva formulación del modelo dinámico, de la parametrización física y de las ecuaciones fundamentales. Este sistema provee buenas predicciones de la ruta del sistema pero como las anteriores, no genera buenas predicciones de la intensidad.

3.4 Modelos combinados

Como su nombre lo indica, estos modelos son el fruto de la combinación de procedimientos estadísticos y de las soluciones a las ecuaciones que gobiernan el sistema. Generalmente, este tipo de modelos usan, como datos de entrada, la dinámica de predicciones hechas en los modelos numéricos y predicen el comportamiento de la tormenta por medio de relaciones estadísticas basadas en la recopilación de datos de sucesos históricos. Entre estos se pueden mencionar los siguientes:

NHC91/NHC98 Models

Estos modelos, el *NHC91* para el Pacífico y el *NCH98* para el Atlántico son modelos combinados porque adoptan relaciones estadísticas entre el comportamiento de la tormenta y las predicciones de los modelos dinámicos como el *GFS*.

Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS)

Este modelo, debido al uso de predicciones obtenidas con los modelos dinámicos y climatológicos persistentes, proporciona resultados sobre la intensidad del sistema con errores inferiores al 10%, con respecto a los que presenta el modelo descrito anteriormente como *SHIFRO5*. Este ha superado la mayoría de los modelos dinámicos, entre los cuales se encuentra el mismo *GFS*, que genera datos de inicio para el mismo modelo *SHIPS*. Basado en técnicas estándar de regresión múltiple y datos oceanográficos de entrada, como la temperatura superficial y el contenido calorífico. Los datos para el desarrollo de las regresiones son actualizados anualmente; así, los datos del año presente, utilizados para el desarrollo de las regresiones actuales, son el fruto de las tormentas conformadas desde el año 1982 hasta el año inmediatamente anterior. El modelo incluye parámetros de entrada medidos desde satélites, como por ejemplo la fuerza, la simetría del sistema convectivo medida desde imágenes infrarrojas y el contenido calorífico obtenido por observaciones altimétricas, también obtenidas por medio de satélites.

Decay-SHIPS

Corresponde con el mismo modelo anterior, con la particularidad de la adición del decaimiento por el contacto de la tormenta con la masa continental. Por lo tanto, este modelo genera en mejores predicciones en el caso en que la tormenta interactúe con la tierra firme. En el caso de que la tormenta se re-localice en mar abierto, el modelo *Decay-SHIPS*, y el modelo *SHIPS*, llegan aproximadamente al mismo resultado.

Logistic Growth Equation Model Summary (LGEM)

Este es un modelo estadístico que utiliza los mismos datos de entrada del modelo *SHIPS*, pero en su estructura es un modelo dinámico simplificado, en vez de un modelo de regresiones múltiples. La estimación de la intensidad depende de la intensidad potencial máxima, determinada a partir de la temperatura superficial del océano. La diferencia principal con el *SHIPS* es que los datos de entrada dependen únicamente de las 24 horas previas a su ejecución, mientras que en el *SHIPS* son el promedio de todo el tiempo de corrida.

3.5 Otros modelos

HURASIM

Es un modelo estadístico de simulación espacial de la estructura y circulación del huracán, cuyo objetivo es reconstruir o estimar la fuerza y dirección del viento durante las tormentas ya sucedidas. Este modelo ha sido usado para determinar tablas de probabilidad de daño para diversas unidades de exposición (lugares y ecosistemas).

HURISK

Es esencialmente un programa estadístico de interfaz gráfica, con el cual se pretende determinar los períodos de recurrencia del viento y sus rutas, movimientos e intensidades para la zona costera o cercana a la costa de la región.

3.6 Modelo analítico propuesto

3.6.1 Generalidades

Con el fin de cuantificar adecuadamente las pérdidas futuras debidas al paso de huracanes por la región, la modelación permite estimar no solo la trayectoria de vientos fuertes y cambios de presión, sino las mareas de tormenta al igual que el régimen especial de lluvias, el cual a su vez se convierte en el detonante para inundaciones y deslizamientos potenciales en toda su área de influencia. Mediante la asignación directa de un régimen de lluvias al huracán, se pueden obtener periodos de recurrencia para las inundaciones o deslizamientos asociados. Esta metodología basada en eventos detonantes, permite tener en cuenta todas las pérdidas potenciales asociadas con el evento, es decir las producidas directamente por los vientos huracanados, las asociadas a las mareas de tormenta y las causadas por las lluvias intensas.

3.6.2 Selección

Dado el estado actual del conocimiento en la modelación de amenaza por huracán, y el alcance de los resultados que se desea obtener para su aplicación futura en análisis de evaluación de riesgo, se selecciona un modelo de generación de tormentas estocásticas mediante una técnica estadística de perturbación de trayectorias de huracanes históricos, que permite simular ciclones con características estadísticamente compatibles con las de los huracanes históricos ocurridos, teniendo en cuenta adicionalmente que la información existente sobre dichas tormentas históricas cuenta con un nivel de detalle suficiente para la correcta aplicación del modelo.

3.6.3 Procedimiento de análisis

En la Figura 3-1 se presenta un diagrama de flujo con los elementos principales del modelo de amenaza de huracanes aplicado. Los pasos principales para el desarrollo del modelo de amenaza de huracán en la zona Centroamericana son los siguientes:

- (1) Generar un conjunto de eventos estocásticos basados en la información histórica para la cuenca del Atlántico completa. El conjunto de eventos consiste en miles de trayectorias de huracanes con parámetros definidos tales como intensidad, tamaño y forma descritos a intervalos regulares a lo largo de la trayectoria del mismo. Se identifica la trayectoria media y la velocidad traslacional de la tormenta, al igual que la distribución alrededor de estos valores medios. Cada evento tiene su propia frecuencia de ocurrencia. En el conjunto de eventos también se incluyen huracanes

históricos específicos con el fin de recalcular y calibrar las pérdidas y los efectos producidos por ellos.

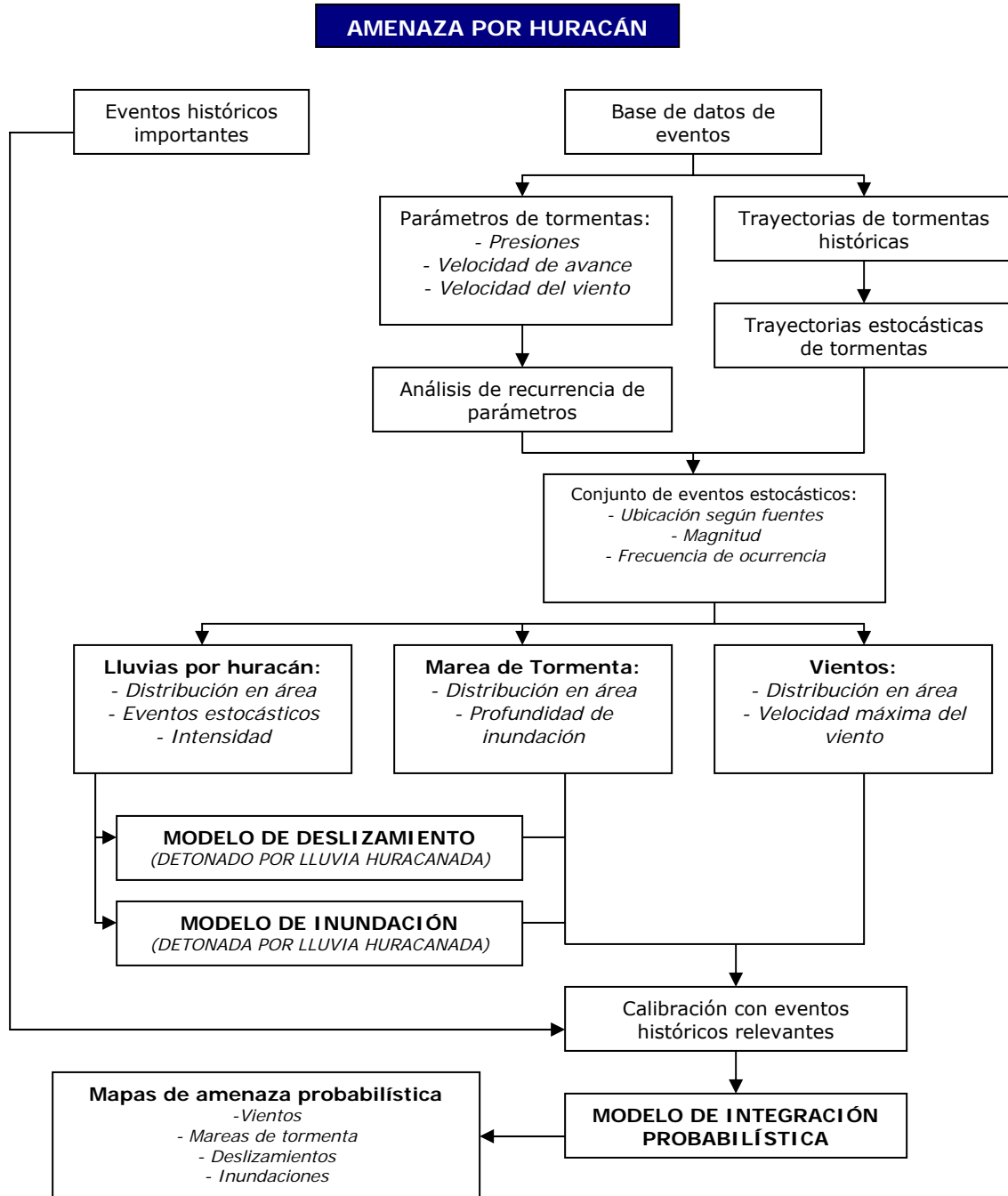


Figura 3-1
Diagrama de flujo del módulo de amenaza por huracán

- (2) Los eventos estocásticos se generan mediante simulación utilizando una técnica “random-walk”. Con esta metodología se pueden generar varios miles de trayectorias. Cada trayectoria simulada es diferente de cada otra trayectoria simulada o histórica pero el conjunto de eventos simulados mantiene las mismas propiedades estadísticas del conjunto de eventos históricos.
- (3) Una vez que la trayectoria queda definida, se adiciona a ésta información de intensidad de presión central utilizando otra rutina de generación aleatoria para cada trayectoria. La frecuencia de tormentas por rangos de intensidades y por regiones se calibra contra la información y datos históricos. Para completar la descripción de cada evento simulado, se adiciona a cada trayectoria una intensidad de campo de vientos y de forma utilizando relaciones estadísticas como función de la presión central y de la latitud.
- (4) El modelo de generación de eventos estocásticos de huracanes simula tormentas para toda la cuenca del Atlántico y el Pacífico central-oriental. Para considerar la amenaza por huracán, se seleccionan todas las trayectorias de huracanes que puedan producir algún impacto sobre el país. Este subconjunto de eventos se verifica para confirmar que las trayectorias y sus parámetros son consistentes con las relaciones globales frecuencia-severidad para la zona del Atlántico, sur-oeste del Caribe y el Pacífico central-oriental. Igualmente se verifica que se hayan incluido los eventos severos, raros y especiales.
- (5) Se calculan y generan mapas de amenaza de velocidad de vientos y niveles asociados de marea de tormenta. Para cada punto de la malla de resolución variable se calcula la velocidad de ráfaga esperada pico. Se generan y grafican mapas de amenaza de los eventos históricos importantes, así como al menos 5 mapas probabilísticos que representen la intensidad de velocidad de vientos para periodos de retorno entre 10 y 1000 años. El modelo se calibra y se pone a punto con los parámetros correspondientes al país.
- (6) La información de las trayectorias se convierte a velocidades de viento continental empleando el siguiente procedimiento:
 - (a) Calcular el campo de gradientes de viento (el viento a una altura suficiente sobre el nivel del terreno para no reflejar los efectos de la superficie). El gradiente de viento en cualquier punto de interés es función de la distancia desde el centro de la tormenta, la dirección a la localización relativa a la trayectoria, la presión central y la velocidad de avance de la tormenta, la relación al máximo viento y los parámetros de forma del campo de viento.
 - (b) Utilizar la rugosidad superficial y la topografía para calcular la velocidad de viento de ráfaga pico para 5 segundos en el sitio de interés.

El proceso anterior se repite para cada intervalo de tiempo a lo largo de la trayectoria reteniendo el viento máximo para cada ubicación y para la duración de la tormenta, parámetro con el cual se procede a calcular las pérdidas.

- (7) Para el cálculo de la marea de tormenta se utiliza el modelo digital de elevación que integra la batimetría y la topografía de la zona costera. La presión y los campos de viento para la tormenta en cada intervalo de tiempo, son los datos básicos para el modelo numérico de flujo hidrodinámico empleado para calcular el aumento en el nivel del mar producido por la tormenta, y la inundación resultante en la porción terrestre de la costa.
- (8) Intensidad de lluvias asociada con huracanes: el modelo permite la estimación de un régimen de lluvias en la zona continental asociado con los parámetros principales de cada evento estocástico.
- (9) Calibración del modelo: con el fin de garantizar la consistencia de la información con las características estadísticas de diferentes parámetros en la zona del Atlántico, suroeste del Caribe y el Pacífico central-oriental, se verifica el periodo de retorno de velocidades de viento específicas generadas por el modelo. Igualmente, y en la medida que la información lo permita, se verifica la información general relacionada con las mareas de tormenta y con la intensidad de lluvias en zonas continentales con base en la información histórica disponible.
- (10) Calcular y generar mapas de amenaza de regímenes de lluvias en el área continental que funcionan como dato de entrada a los modelos de amenaza de inundaciones y deslizamientos.

3.6.4 Simulación de huracanes

El registro de huracanes que han afectado la región data desde finales del siglo XIX. Sin embargo, no es sino hasta mediados del siglo XX que se dispone de registros de sus trayectorias completas y de parámetros indicativos de su severidad, tales como la presión barométrica en el ojo o la velocidad ciclotrónica. En estas condiciones, la base de datos útiles de huracanes es limitada por lo que fue necesario extenderla, mediante la generación (simulación) de huracanes artificiales.

Para generar huracanes artificiales, se utiliza el método de perturbar las trayectorias de huracanes reales que hayan sido correcta y completamente registrados.

Para simular la trayectoria del huracán artificial se debe precisar la posición mediante sus coordenadas geográficas de longitud y latitud, $x_s(t_k)$ y $y_s(t_k)$, respectivamente, en cada instante de tiempo k . El proceso de simulación se debe realizar mediante la siguiente expresión, aplicable al caso de la longitud, y con un procedimiento similar para el caso de latitud:

$$x_s(t_{k+1}) = x_s(t_k) + \Delta X_{k,k+1} + e \quad (\text{Ec. 21})$$

donde $x_s(t_{k+1})$ es la longitud en el instante $k+1$, $x_s(t_k)$ es la longitud en el instante k , $\Delta X_{k,k+1}$ es el incremento observado entre los instantes k y $k+1$ y e es una variable aleatoria con distribución normal de media cero y desviación estándar $\sigma = 0.5$. Este valor de desviación se obtuvo a partir de todos los huracanes perturbados y de comparar los resultados arrojados por el modelo de viento con los datos de todas las estaciones climatológicas, dado que no hay datos para comparar elevaciones de marea. Con esto se asume que si los huracanes simulados reproducen adecuadamente las observaciones de viento es de esperarse que sean también adecuados para la marea de tormenta.

3.6.5 Modelación del viento

3.6.5.1 Viento generado por huracanes

Para determinar la velocidad máxima en el sitio de interés asociada a cada huracán se emplea un modelo paramétrico de viento que depende de la posición del ojo del huracán, de la presión central, P_0 [mb], y del radio ciclostrofico, R [km]. Los dos primeros parámetros se encuentran en los boletines climatológicos. El radio ciclostrofico se calcula como:

$$R = 0.4785P_0 - 413.01 \quad (\text{Ec. 22})$$

Hasta 1979 en algunos reportes meteorológicos se omite la presión central. En los casos de huracanes donde no se reportó la presión central en los boletines se emplearon las siguientes ecuaciones para su cálculo:

$$P_0 = 1019.08 - 0.182V_v - 0.0007175V_v^2 \quad (\text{Océano Atlántico}) \quad (\text{Ec. 23})$$

$$P_0 = 1017.45 - 0.1437V_v - 0.00088V_v^2 \quad (\text{Océano Pacífico}) \quad (\text{Ec. 24})$$

En donde V_v [km/h] es la velocidad máxima de viento sostenida, contenida en los boletines meteorológicos. Es importante hacer notar que estas relaciones sólo son válidas para presiones centrales superiores a 888 milibares.

El modelo paramétrico calcula, primero, para un huracán en movimiento, la velocidad sostenida del viento, promediada cada ocho minutos V_m [km/h] en el sitio de interés ubicado a la distancia r [km] del centro del huracán, evaluada a diez metros sobre el nivel del mar:

$$V_m = 0.886(F_v U_R + 0.5V_F \cos(\theta + \beta)) \quad (\text{Ec. 25})$$

donde V_F [km/h] es la velocidad de desplazamiento del huracán, $\theta + \beta$ es el ángulo formado por la dirección de desplazamiento del huracán y el punto de interés a la distancia r , U_R [km/h] es el máximo gradiente de vientos para un huracán en estado estacionario que se calcula como

$$U_R = 21.8\sqrt{P_N - P_o} - 0.5fR \quad (\text{Ec. 26})$$

donde P_N es la presión normal (igual a 1013 mb) y f es el parámetro de la fuerza de Coriolis,

$$f = 2\omega \sin \phi \quad (\text{Ec. 27})$$

donde $\omega \approx 0.2618 \text{ rad/hr}$ es la velocidad angular de la tierra, y ϕ es la latitud,

$$Fv = U_r/U_R \quad (\text{Ec. 28})$$

es un factor de amortiguamiento o la relación de la velocidad de viento a la distancia r , con el máximo gradiente de vientos (en la pared del huracán), y se aproxima mediante el siguiente polinomio:

$$\log_{10}(F_V) = aX + bX^2 + cX^3 + dX^4 \quad (\text{Ec. 29})$$

donde

$$X = \log_{10}(r/R) \quad (\text{Ec. 30})$$

y a , b , c y d son coeficientes que se obtienen de la Tabla 3-1 y están en función de X y del número de Coriolis ciclostrófico,

$$Nc = \frac{fR}{U_R} \quad (\text{Ec. 31})$$

Tabla 3-1
Parámetros a , b , c y d para el cálculo de la expresión (37)

	$X \leq 0$	$X > 0$	
		$Nc \leq 0.005$	$Nc > 0.005$
a	-0.233	$0.033 - 16.1Nc + 161.9Nc^2$	$-0.175 - 0.76Nc + 11.7Nc^2 - 28.1Nc^3 + 17Nc^4$
b	-12.91	$-0.43 + 38.9Nc - 316Nc^2$	$0.235 + 2.71Nc - 67.6Nc^2 + 189Nc^3 - 155Nc^4$
c	-19.38	$0.113 - 28.6Nc + 71.1Nc^2$	$-0.468 - 9Nc + 87.8Nc^2 - 224Nc^3 + 183Nc^4$
d	-8.311	$1.818Nc + 80.6Nc^2$	$0.082 + 3.33Nc - 26Nc^2 + 63.8Nc^3 - 51.4Nc^4$

El modelo descrito previamente nos permite calcular la velocidad de viento a 10 m sobre la superficie del mar y promediada a cada ocho minutos, por lo que es necesario realizar correcciones para estimar la velocidad de viento promediada cada minuto (V_c [km/h]), tal como se reporta en los boletines meteorológicos. Para ello se utilizan las siguientes expresiones:

$$V_c = 0.0012V_m^2 + 1.1114V_m \text{ (Océano Atlántico)} \quad (\text{Ec. 32})$$

$$V_c = 0.002V_m^2 + 0.9953V_m \text{ (Océano Pacífico)} \quad (\text{Ec. 33})$$

Con el objetivo de tomar en cuenta la variación de la velocidad de viento en tierra, se calculó una expresión que permite reproducir la velocidad de viento registrada en las Estaciones Meteorológicas (promediada a cada 5 segundos) a partir de la velocidad de viento calculada con el modelo paramétrico. La expresión obtenida es la siguiente:

$$V_v = V_c \exp(-0.0043r) \quad (\text{Ec. 34})$$

Para calcular la velocidad de viento para una ubicación tomando en cuenta el efecto de la fricción con la superficie del terreno y la topografía local, se emplea la siguiente expresión

$$V = F_T F_\alpha V_v \quad (\text{Ec. 35})$$

donde F_T es el factor de topografía local indicado en la Tabla 3-2 y

$$F_\alpha = F_c F_{rz} \quad (\text{Ec. 36})$$

es el factor que toma en cuenta tanto el tamaño de la construcción, dado por F_c (que varía de 0.9 a 1.0), como la variación de la velocidad con la altura dada por F_{rz} :

$$F_{rz} = 1.56 \left(\frac{10}{\delta} \right)^\alpha \quad \text{si } Z \leq 10$$

$$F_{rz} = 1.56 \left(\frac{Z}{\delta} \right)^\alpha \quad \text{si } 10 < Z < \delta$$
(Ec. 37)

$$F_{rz} = 1.56 \quad \text{si } Z \geq \delta$$

donde Z [m] es la altura a la cual se desea determinar la velocidad y α y δ son constantes para los tipos de terreno más representativos de nuestro país contenidos en la Tabla 3-3

Tabla 3-2
Factor de topografía

Sitio	Topografía	F_T
Protegido	Valles cerrados	0.8
Plano	Terreno prácticamente plano, campo abierto, ausencia de cambios topográficos importantes, con pendientes menores que 5%	1.0
Expuesto	Cimas de promontorios, colinas o montañas, islas, terrenos con pendientes mayores que 5%	1.2

Tabla 3-3
Valores de α y δ para los tipos de terreno más comunes en América Central

Tipo	Descripción	α	δ (m)
1	Campo abierto plano (terreno abierto, prácticamente plano y sin obstrucciones, tal como franjas costeras planas, zonas de pantanos, campos aéreos, pastizales, tierras de cultivo sin bardas alrededor y superficies nevadas planas)	0.099	245
2	Árboles o construcciones dispersas (campos de cultivo o granjas con pocas obstrucciones tales como bardas, árboles y construcciones dispersas)	0.128	315
3	Arbolado, lomeríos, barrio residencial (terreno cubierto por numerosas obstrucciones estrechamente espaciadas, por ejemplo áreas urbanas, suburbanas y de bosques; el tamaño de las construcciones corresponde al de casas y viviendas)	0.156	390
4	Muy accidentada, centro de ciudad (terreno con numerosas obstrucciones largas, altas y estrechamente espaciadas como el centro de grandes ciudades y complejos industriales bien desarrollados)	0.170	455

3.6.6 Marea de tormenta

Para determinar la sobre elevación del agua por marea de tormenta, η , se emplea la ecuación simplificada:

$$\eta = \frac{P_a}{100} + \frac{Kw^2x}{g(h-\eta)} \ln\left(\frac{h}{\eta}\right) \quad (\text{Ec. 38})$$

donde P_a [mb] es el gradiente de presión atmosférica en el punto de evaluación (playa) respecto a la presión normal, x [km] es la distancia entre la pared del huracán y el sitio de

interés (playa), w [m/s] es el componente normal de velocidad del viento a la playa en m/s, g [m/s²] es la aceleración de la gravedad, h [m] es la profundidad del mar en el ojo del huracán (si la profundidad es mayor a 200 m se toma este valor como umbral) y K es el coeficiente de arrastre del aire dado por

$$K = \frac{\rho_{aire}}{\rho_{agua}} C_D \quad (\text{Ec. 39})$$

donde ρ_{aire} y ρ_{agua} son los pesos específicos relativos del aire y del agua, respectivamente, y C_D es un coeficiente cuyo valor está entre 2×10^{-6} a 9×10^{-6} (para el caso de huracanes se emplea 9×10^{-6}).

3.6.7 Lluvia local

Se expresa en términos de la precipitación producida como consecuencia de la perturbación por huracán.

Para determinar la precipitación ocasionada por cada evento de huracán se emplea la expresión empírica siguiente:

$$P_{prom10min} = FCv \cdot \left(\frac{122.15}{1 + 523.59 \cdot e^{-0.1412 \cdot R}} \right) \quad \text{si } R \leq 37 \text{ km}$$

$$P_{prom10min} = FCv \cdot (36.52 - 34.40 \cdot e^{-2051.4R^{-1.9193}}) \quad \text{si } R > 37 \text{ km} \quad (\text{Ec. 40})$$

donde $P_{prom10min}$ [mm] es la precipitación promedio de 10 minutos, R [km] es la distancia del centro del huracán al punto de interés y FCv es el factor de corrección que toma en cuenta la intensidad del huracán mediante la velocidad que se obtiene como:

$$FCv = \frac{a}{(1 + e^{b-cv})^{1/d}} \quad (\text{Ec. 41})$$

donde v [m/s] es la velocidad máxima del viento del huracán y los parámetros a , b , c y d son factores de ajuste.

4 Modelo de evaluación de amenaza por lluvias intensas

4.1 Introducción

El análisis de lluvias y la distribución de su intensidad en una región de análisis, constituyen el primer paso de posteriores evaluaciones de amenaza por inundación y eventualmente como elemento detonante de deslizamientos. El presente capítulo trata exclusivamente el modelo de generación de escenarios estocásticos de intensidad de lluvia, consistentes con la información registrada en una cuenca o región de análisis. El modelo de amenaza por inundación se presenta en el capítulo 5 de este informe

4.2 Análisis de lluvias

La precipitación sobre un punto geográfico es un proceso estocástico con periodicidad e intensidad muy variables dependiente de las estaciones climáticas. Los parámetros básicos a considerar son:

- Duración de la lluvia.
- Intensidad media de la lluvia.
- Volumen total de la precipitación.
- Tiempo entre precipitaciones sucesivas.

A nivel de cálculo, el valor más importante es el volumen total de precipitación P , el cual puede calcularse según la ecuación $P = I \cdot t$, siendo I la intensidad media y t la duración total de la lluvia. Estos dos parámetros no son independientes ya que como se observa experimentalmente a mayor intensidad la duración es menor, y viceversa.

4.2.1 Cálculo de la pluviometría en una cuenca

En una cuenca suficientemente extensa pueden existir datos de varias estaciones pluviométricas ante lo cual se plantea el problema de evaluar una precipitación media para la cuenca. Para el efecto se han planteado los siguientes métodos de cálculo:

(a) Media aritmética de las precipitaciones: se calcula la precipitación media como la media aritmética de las precipitaciones. Este método sólo es aceptable si existen muchas estaciones y se observa que la precipitación es similar en todas ellas. Además, el valor calculado no incluye ningún tipo de valoración de la distribución espacial de las estaciones.

(b) Método de los polígonos de Thiessen: se basa en asignar cada punto de la cuenca a la estación más próxima; el dominio estudiado se divide en subregiones o zonas de influencia en torno a cada estación. Se deben unir las estaciones de dos en dos y dibujar las mediatrices de estos segmentos, asignando a cada estación el área A limitada por las

poligonales que forman las mediatrices. La precipitación medida (o calculada) en cada pluviómetro se pondera entonces por la fracción del área total de la cuenca comprendida en cada zona de influencia. Una vez delimitadas las zonas de influencia, y calculadas sus áreas, se obtiene la precipitación media P_m .

$$P_m = \frac{\sum [P_i \cdot A]}{\sum [A]} \quad (\text{Ec. 42})$$

(c) **Método de las isoyetas:** se basa en la hipótesis de tener suficientes datos como para poder dibujar las isoyetas, que son líneas que unen puntos con la misma precipitación media. Un mapa de isoyetas es un documento básico dentro del estudio hidrológico de una cuenca, no solamente permite cuantificar el valor medio, sino que presenta gráficamente la distribución espacial de la precipitación para el periodo considerado.

Al área entre dos isoyetas sucesivas, se le asigna el valor de precipitación promedio entre tales isoyetas. Conociendo el área encerrada entre pares sucesivos de isoyetas, se obtiene la precipitación regional. El método requiere hacer supuestos en "cimas" y "hoyos".

Al trazar las isoyetas para lluvias mensuales o anuales, se pueden incorporar los efectos topográficos sobre la distribución espacial de la precipitación, tomando en cuenta factores tales como la altura y la exposición de la estación. Este método también se recomienda para calcular promedios espaciales en el caso de eventos individuales localizados.

4.2.2 *Curvas IDF (Intensidad - Duración - Frecuencia)*

La cantidad o intensidad, la duración, la frecuencia y la distribución espacial de las precipitaciones es muy variable, razón por la cual ha sido objeto de numerosas investigaciones orientadas al estudio y predicción de los climas y al aprovechamiento de los recursos hídricos que ofrece la naturaleza.

La intensidad de las precipitaciones varía de manera importante de un lugar a otro, aunque sea a cortas distancias. También se presentan variaciones temporales considerables a lo largo del año. Existen por ejemplo zonas en las que en un sólo día cae más lluvia que en otras a lo largo de todo un año.

En el análisis de la distribución de la precipitación en un punto, además de la relación entre la intensidad y la duración de la tormenta (curvas intensidad-duración puntuales), es necesario introducir el concepto de probabilidad o de frecuencia con el fin de poder hacer estimaciones hacia el futuro, evaluar cuantitativamente la amenaza asociada a las precipitaciones y evaluar riesgos a la infraestructura expuesta. Este tipo de curvas se denominan comúnmente curvas de IDF y tienen la siguiente forma general:

$$I(t, T) = at^b \quad (\text{Ec. 43})$$

donde I es la intensidad media máxima de la tormenta, con una duración t y período de retorno T (mm/h). El inverso del periodo de retorno es la tasa de excedencia, es decir, la frecuencia promedio con que la intensidad de la tormenta I es igualada o excedida cada año ($1/T$).

Los parámetros a y b son función de las características meteorológicas de la zona y deberán ser estimados a partir de los datos experimentales.

El hietograma acumulado se escribe como $H(t) = I(t, T) \cdot t = at^{b+1}$ y la intensidad instantánea asociada es $I(t) = dH(t) / dt = (b + 1)at^b$.

4.2.3 Curvas PADF (Profundidad - Área - Duración - Frecuencia)

Las curvas PADF corresponden a una representación particular a nivel de cuenca o subcuenca, de las características de las tormentas que se han presentado históricamente. Estas curvas relacionan la precipitación media sobre un área determinada, con la duración y frecuencia de ocurrencia de la tormenta, de manera tal que permiten especializar la ocurrencia de valores dados de profundidad de precipitación.

Las PADF se construyen a partir de análisis espaciales de curvas IDF sobre diferentes estaciones en una misma cuenca, fijando la duración de las tormentas y la frecuencia de ocurrencia.

4.2.4 Análisis de series de datos pluviométricos

Cuando se analizan series de datos pluviométricos es habitual encontrarse con períodos más o menos largos en los que en alguna de las estaciones falten datos. En dicho caso se hace necesario recurrir a técnicas para completar la información con el fin de hacer viables los análisis.

Para poder completar la información faltante en los registros pluviométricos, existen varios criterios siendo el más extendido el del *National Weather Service*, basado en la siguiente correlación:

$$P = \frac{\sum [P_i / r_i^2]}{\sum [1_i / r_i^2]} \quad (\text{Ec. 44})$$

Donde P es la precipitación que se extrapola, P_i las precipitaciones de las estaciones existentes en el entorno que desconocemos, y r_i las distancias desde esta estación a las estaciones próximas.

Posteriormente a estos datos se les realiza un análisis estadístico detallado el cual debe posibilitar la obtención de medidas de centralización, dispersión y tendencias temporales en

las series de observaciones de los fenómenos meteorológicos con el fin de analizar su zonificación.

4.3 Modelos estadísticos de estimación de lluvias

Los modelos matemáticos para representar la precipitación dependen de la escala de tiempo considerada. Para escalas de tiempo grandes, como anuales o mensuales, se puede asumir que la autocorrelación de la precipitación no existe o es despreciable. En este caso, basta con encontrar una distribución de probabilidad que sea capaz de reproducir la variabilidad de la precipitación en la escala de tiempo considerada. Cuando la escala de tiempo es menor, o sea semanas, días u horas, la autocorrelación de la precipitación ya no es despreciable. En estos casos, se requiere de modelos más complejos que tengan en cuenta no sólo la periodicidad anual sino también la dependencia en el tiempo.

A continuación se describen algunos de los modelos más usados en la predicción de lluvias.

4.3.1 Modelos ocultos de Markov

El modelo oculto de Markov HMM (*del inglés Hidden Markov Model*) fue propuesto por primera vez por Rabiner y Juang (1986) y modificado posteriormente por Hughes y Guttorp (1994) para su uso en estudios relacionados con el clima. Hughes y Guttorp (1994) extendieron el HMM mediante la inclusión de factores atmosféricos exógenos para la simulación de la lluvia, referida a un modelo no homogéneo de Markov (NHMM). La característica unificadora de NHMM- HMM, en el contexto de las multivariantes climáticas, radica en la hipótesis de que un estado climático no observado se relaciona con ciertos patrones notables de distribución espacial sobre el terreno (R. Mehrotra, R. Srikanthan, Ashish Sharma, 2006).

Existen distintas herramientas para el trabajo con HMM, muchas de ellas de uso libre. Entre otras opciones, el programa comercial MATLAB, en su paquete de estadística, ofrece las funciones básicas para construir, simular y analizar HMM discretos. Las herramientas HMM para MATLAB en conjunto con los programas H2M, ofrecen implementaciones completas. Las herramientas de H2M están disponibles tanto para MATLAB como para el programa similar de uso libre OCTAVE, en el paquete HiddenMarkov.

4.3.1.1 Cadenas de Markov

Modelos estocásticos, como las cadenas de Markov, se han utilizado con éxito para modelar la precipitación diaria. Dichos modelos reproducen los estados de ocurrencia y no ocurrencia de la precipitación mediante una matriz de transición de probabilidad y la cantidad de lluvia, o intensidad, con una cierta función de probabilidad sesgada (generalmente lognormal o gamma). Para escalas de tiempo menores que 24 horas, por ejemplo para lluvias horarias, también se han usado procesos Markovianos estacionarios.

Según Jorge A. Barrantes y Norman Vega G (2003), una cadena de Markov puede imaginarse como una colección de estados de un modelo sistemático. Cada uno de estos estados corresponde a cada uno de los elementos de la partición de la muestra los cuales son variables aleatorias. El ambiente de las cadenas de Markov es gobernado por la probabilidad transicional. La forma más común de las cadenas de Markov es llamada “Cadenas de Markov de primer orden”, para lo cual las probabilidades transicionales controlan el próximo estado. Las cadenas de Markov de orden cero corresponden al estado puro de la serie, lo que significa que las cadenas de orden cero no tienen memoria. Las cadenas de orden uno tienen un día de memoria, y así sucesivamente. El hecho que ayer fue seco afecta la probabilidad de que hoy sea lluvioso. Sin embargo, en las cadenas de primer orden, la información extra que el día anteayer fue seco, no afecta la probabilidad de lluvia para hoy. Con las cadenas de Markov de segundo orden se extiende hacia los dos días anteriores.

Desde el punto de vista meteorológico se pueden considerar las cadenas de Markov en dos componentes: La primera componente es la probabilidad de ocurrencia de la lluvia. La segunda componente es el modelo para los totales de lluvia para los días lluviosos. Sin embargo los modelos más comunes han sido aquéllos basados en procesos puntuales que modelan la precipitación en tiempo continuo, o los modelos que parten de una tormenta y desagregan la lluvia a una escala de tiempo menor mediante un hietograma

Katz y Parlange (1995) demostraron cómo los modelos Markovianos simples de dos estados pero con matrices de transición que varíen cíclicamente en el día son capaces de reproducir la precipitación horaria de una manera más realista que los modelos estacionarios.

4.3.1.2 *Modelo de Wilks*

Uno de los modelos de cadenas dependientes más conocido es el de Wilks llamado, modelo multisitio de generación estocástica para precipitaciones diarias. Este se compone de dos estados, una cadena de primer orden de Markov y una distribución exponencial mixta para cantidades diferentes de cero. El modelo realiza simulaciones paralelas en múltiples localizaciones, mediante el manejo de una colección de modelos individuales con series independientes, pero con números aleatorios correlacionados espacialmente.

4.3.2 *Modelo no paramétrico de los K-vecinos más cercanos.*

En cuanto a la generación de eventos de lluvia, el enfoque del K-vecino más cercano KNN (*del inglés Non-Parametric K-Nearest Neighbour Model*) tiene en cuenta el muestreo con reposición de los sucesos de precipitaciones en múltiples ubicaciones, a partir de registros históricos de precipitaciones. Esto implica la identificación de días en el registro histórico (vecinos más cercanos) que tienen características similares al día anterior, así como la utilización de observaciones del día en curso como base del remuestreo. Para simular la dependencia temporal se aplica el procedimiento de remuestreo condicional de Markov. La

estructura de distribución espacial de lluvias se mantiene por el remuestreo simultáneo en todas las estaciones. (R. Mehrotra, R. Srikanthan, Ashish Sharma, 2006)

4.3.3 *Combinación de series diarias y mensuales*

La generación estocástica de series temporales hidrológicas es una herramienta útil para el diseño y gestión de sistemas de recursos hídricos. La complejidad de los modelos varía considerablemente de acuerdo con el número de parámetros. Para muchas aplicaciones, es importante que el modelo sea capaz de reproducir las características estadísticas claves no sólo a nivel diario, sino también a nivel mensual y anual. La característica clave del método consiste primero en generar dos series de tiempo semejantes, una conservando las propiedades estadísticas claves en una escala de tiempo fina y la otra en una escala de tiempo más amplia. La semejanza de las dos series se consigue usando el modelo de escala fina como base para el modelo de la otra escala y utilizando la misma secuencia de probabilidades de no excedencia para los elementos aleatorios y para los parámetros de entrada de ambos modelos. La preservación de las propiedades estadísticas principales de las dos series, en escalas de tiempo apropiadas, se logra mediante diferentes parámetros estimados para ambos modelos. Posteriormente, se aplica una transformación técnica introducida por Koutsoyiannis (2001, 2003) para modificar la escala de tiempo fina, y lograr consistencia con la escala de tiempo amplia.

4.3.4 *Modelos de predicción numérica NWP*

La predicción numérica del estado del tiempo NWP, (*del inglés Numerical Weather Prediction*) usa complejos programas de cómputo, conocidos como modelos numéricos de pronóstico, que procesan datos en supercomputadoras y proporcionan predicciones de las variables meteorológicas, tales como la temperatura, presión atmosférica, viento, humedad y precipitación. Las ecuaciones básicas de un modelo numérico del tiempo son aquellas que rigen el movimiento del aire (horizontal y vertical), conservación de la masa y la energía, las transformaciones termodinámicas, los procesos de formación y desarrollo de las nubes, etc. Los métodos numéricos más usados son las diferencias finitas, métodos espectrales y elementos finitos.

Las ecuaciones matemáticas de un modelo numérico para pronóstico de precipitaciones pueden ser resueltas en una región limitada o en el planeta entero. Cuando es en una región limitada se llama modelo regional, en el otro caso se le llama modelo global. La eficiencia de un modelo global depende de varios factores. Por ejemplo: las condiciones iniciales; condiciones de superficie, resolución del modelo, tipo de método numérico usado, etc. En general un modelo global complejo que incluye todos los procesos físicos solamente puede ser corrido en una supercomputadora.

Un modelo numérico regional es muy útil para el pronóstico del tiempo con alta resolución (desde 500-600 m hasta 60-100 Km.) y con antecendencia de 48 horas. Estos modelos son más confiables que los modelos globales, y no necesariamente requieren de un

supercomputador. Los modelos numéricos de predicción de la precipitación incluyen análisis de la nubosidad, la precipitación a gran escala, la convección y precipitación convectiva.

4.3.5 *Modelo DIT de predicción de lluvias de diseño*

El Modelo DIT se basa en la dependencia entre la intensidad, la duración y la recurrencia de lluvias máximas, las cuales se relacionan mediante una expresión logarítmica que incluye, el periodo de retorno y un factor de persistencia.

El modelo tiene cuatro parámetros que dependen de la zona y de las características del clima local. DIT opera con el logaritmo de la intensidad normalmente distribuida, bajo la hipótesis de que la distribución de probabilidad de la lluvia anual máxima de cualquier duración se puede representar por una función de probabilidad lognormal. La intensidad se considera como una variable aleatoria y en consecuencia el factor de frecuencia sólo depende de los periodos de retorno.

Este algoritmo presenta varias condiciones deseables: sigue un modelo estadístico, reúne a las tres variables en una expresión analítica e identifica la influencia de la lluvia diaria en la función, debido al significado físico de los parámetros que involucra.

4.3.6 *Redes neuronales artificiales*

En los últimos años, las redes neuronales artificiales ANN, (*del inglés Artificial Neural Network*), han aumentado su popularidad para el pronóstico hidrológico, principalmente a causa del amplio rango de aplicabilidad y de la capacidad para tratar problemas no lineales. En el contexto del pronóstico hidrológico, los resultados de algunos experimentos recientes indican que las ANN pueden ofrecer una alternativa prometedora para la modelación de la precipitación-escorrentía (Sedki, D. Ouazar E. El Mazoudi, 2008) y de otros temas hidrológicos.

Las ANN, son útiles cuando no se dispone de un modelo determinístico bien definido, o cuando este es muy complejo; también se usan cuando no se pueden aplicar algoritmos booleanos y, en general, para el reconocimiento de patrones preestablecidos (comprensión de imágenes y situaciones grupales de objetos y caracteres).

Existen algunas modificaciones, como las Redes Neuronales Artificiales Recurrentes RNNS (*del inglés Recurrent Artificial Neural Networks*), las cuales han desempeñado un papel importante en la predicción de datos de precipitaciones. Por su parte, las máquinas de soporte vectorial SVMs (*del inglés support vector machines*) se han empleado con éxito para resolver regresiones no lineales y problemas con series temporales. No obstante existen investigaciones como las de Wei-Chiang Hong (2008), en las que se formulan modelos híbridos de RNN y SVMs, llamados RSVR.

4.3.7 Nowcasting

Es un método de tendencia que involucra el cálculo de la velocidad de centros de altas y bajas presiones, frentes y áreas de nubes y precipitación. Usando esta información el pronosticador puede predecir donde se espera estas características en un tiempo futuro.

Se aplica para predicciones a corto plazo. El método de la tendencia ofrece resultados adecuados cuando se aplica con sistemas que se mueven en la misma dirección y a la misma velocidad por un período largo. Si los sistemas aceleran, se desaceleran, cambian de intensidad o dirección, este método no se desempeña de manera óptima.

4.3.8 Método para el pronóstico de lluvias en Costa Rica

Radulovich (1987) demostró la existencia de una relación entre la lluvia de inicio de temporada (abril y/o mayo) con la lluvia de final de temporada (noviembre) para algunas estaciones de la Vertiente Pacífica de Costa Rica. La metodología utilizada por Radulovich aplica una relación para diferentes rangos de precipitación (bajo, medio y alto) entre mayo y noviembre. De esta manera, la ubicación en un rango en mayo, da una estimación de lo que podía suceder en noviembre.

Roberto Villalobos *et al* (2001) propusieron un método estadístico simple, con el fin de pronosticar los períodos lluviosos para aplicaciones agrícolas. A pesar de que fue desarrollado para el régimen de lluvia del Pacífico, el método ha dado buenos resultados en otras regiones del país. Agrupa años con características pluviométricas semejantes, con el fin de encontrar un patrón que pueda definir anticipadamente el comportamiento de la distribución de la precipitación durante el año en curso. De acuerdo con la distribución (normal o no) de los totales de precipitación anual, se agrupan los registros en años secos, normales o lluviosos. Si la distribución de la precipitación anual es normal o muy cercana a lo normal, el criterio de agrupamiento es el promedio y la desviación estándar. Si la distribución no es normal, el criterio de agrupamiento son los terciles. De esta forma se elaboran tres escenarios (seco, normal y lluvioso). De acuerdo con el comportamiento real de los primeros meses del año, se asigna el escenario que mejor corresponda. El pronóstico será el comportamiento promedio del escenario con sus respectivos límites.

4.4 Modelación hidrológica de estimación de lluvias

Tomando el proceso de lluvia – escorrentía como ejemplo, hay tres amplios tipos de modelos:

- Modelo empírico o también llamado modelo de *caja negra* (basados en sistemas).
- Modelo conceptual cuasi-físico (basado en mecanismos dominantes).
- Modelo distribuido físicamente basado (basado en mecanismos individuales).

Los modelos de caja negra son aquellos que no se preocupan por modelar de manera particular cada uno de los procesos individuales involucrados; por lo contrario emplean funciones de transferencias, determinadas empíricamente, que relacionan los datos de entrada con los resultados.

Por su parte los modelos cuasi-físicos se preocupan por representar de una manera sobre simplificada los procesos que dominan el comportamiento de la cuenca. Los modelos conceptuales no solamente carecen de realismo científico, lo cual limita su capacidad operacional, sino también que la cantidad de información que requieren de entrada puede ser inadecuada para llevar a cabo una calibración efectiva de un modelo conceptual complicado.

Por su parte los modelos distribuidos físicamente basados se encuentran soportados sobre las ecuaciones diferenciales más generales que describan los fenómenos; el término *distribuidos* hace referencia a la capacidad de involucrar la característica de no homogeneidad, en cuanto a espacio y tiempo, que tienen tanto la lluvia como las características físicas de cuenca. Este proceso de interrelacionar este carácter no homogéneo de la cuenca con las ecuaciones diferenciales de los modelos no es fácil y al mismo tiempo dificulta los procesos de calibración debido a la alta interacción interparamétrica existente. Estos modelos emplean, para la solución de los modelos matemáticos diferenciales, las teorías de diferencias finitas, elementos finitos o volúmenes finitos.

Tabla 4-1
Modelos hidrológicos de estimación de lluvias

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de entrada	Resultados	Referencias
Modelo con base física	Modelos basados en mecánica del medio continuo. Basados en ecuaciones de movimiento de los procesos constitutivos, y que se resuelven numéricamente. Se desarrolla un modelo digital de elevación (DEM) detallado del terreno, el cual es cargado al modelo.	Comprenden: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Modelos simples: basados en estados cuasi-estacionarios de simulación hidráulica. Flujo en dos direcciones: positiva y negativa. ▪ Modelos detallados: simulación completa del flujo (ejemplo: SIPSON). Basados en las ecuación de Richard y St. Venant. 	Datos climatológicos históricos: temperatura, precipitación, entre otros. Datos de niveles de flujo y agua subterránea	- Modelos simples: Niveles de agua para cada nudo y descargas de agua en ciertas conexiones. - Modelos detallados Atributos más detallados para los nudos.	C. Makropoulos, D. Koutsoyiannis, M. Stanic, S. Djordjevic, D. Prodanovic, T. Dasic, S. Prohaska, C. Maksimovic, H. Wheeler. A Multi-Model approach to the simulation of large Scale karst flows
Modelo conceptual.	Basados en observación. Lo que determina cual es la estructura más adecuada para aplicar. Involucran diversos parámetros particulares del área de estudio.	Simulación simplificada, que estudia las particularidades del hidrosistema analizado.	Datos climatológicos históricos: temperatura, precipitación, entre otros. Datos de niveles de flujo y agua subterránea	Dinámica del sistema hidráulico analizado.	C. Makropoulos, D. Koutsoyiannis, M. Stanic, S. Djordjevic, D. Prodanovic, T. Dasic, S. Prohaska, C. Maksimovic, H. Wheeler. A Multi-Model approach to the simulation of large Scale karst flows
Modelo caja negra	Basados en una estructura especificada con antelación y en los componentes básicos del proceso.	Uso de funciones de transferencia. Generación de resultados basados en reglas predefinidas de la distribución del agua en diferentes puntos.	Datos climatológicos históricos: temperatura, precipitación, entre otros. Datos de niveles de flujo y agua subterránea	Hidrografas de salida, demanda de uso.	C. Makropoulos, D. Koutsoyiannis, M. Stanic, S. Djordjevic, D. Prodanovic, T. Dasic, S. Prohaska, C. Maksimovic, H. Wheeler. A Multi-Model approach to the simulation of large Scale karst flows

4.5 Modelo analítico propuesto

4.5.1 Generalidades

Se plantea la incorporación de un sistema de generación de lluvias convectivas estocásticas que permita definir escenarios de amenaza específicos para la posterior evaluación del peligro de inundación asociado. El modelo de análisis propuesto está compuesto de dos fases principales: la conformación de la base de datos de eventos de precipitación, y el análisis espacial de precipitaciones máximas.

4.5.2 Selección

La selección del modelo de amenaza por lluvias intensas se hace teniendo en cuenta la necesidad de contar con un modelo detallado, cuyos resultados estén basados en registros diarios de precipitación, y cuya aplicación permita caracterizar las condiciones de pluviosidad de cuencas y subcuencas, dada su posterior inclusión como insumo al modelo de amenaza por inundación.

El modelo seleccionado permite caracterizar las condiciones de precipitación de una cuenca en términos de curvas PADF, que relacionan la profundidad de precipitación esperada, con el área de influencia, la duración de la tormenta y su periodo de retorno.

4.5.3 Procedimiento de análisis

La Figura 4-1 muestra el diagrama de flujo del modelo seleccionado de evaluación de amenaza por lluvias intensas. Los pasos principales para el desarrollo del modelo son los siguientes:

- (1) *Caracterización de la cuenca de análisis:* debe caracterizarse la cuenca mediante un juego de curvas PADF. El proceso de caracterización es previo a la aplicación del modelo. No obstante en las secciones 4.5.4 y 4.5.5 se presenta un procedimiento para su determinación.
- (2) *Caracterización geográfica de la cuenca:* el modelo propuesto debe trabajarse a nivel de cuenca, razón por la cual debe conocerse el límite o divisoria de aguas de la misma.
- (3) *Generación de tormentas estocásticas:* a partir de la información contenida en las curvas PADF, se generan tormentas estocásticas mediante la generación aleatoria de su ubicación y forma (elipsoidal), con valores de precipitación que cumplen la relación profundidad-área, para una duración y frecuencia de ocurrencia determinados..

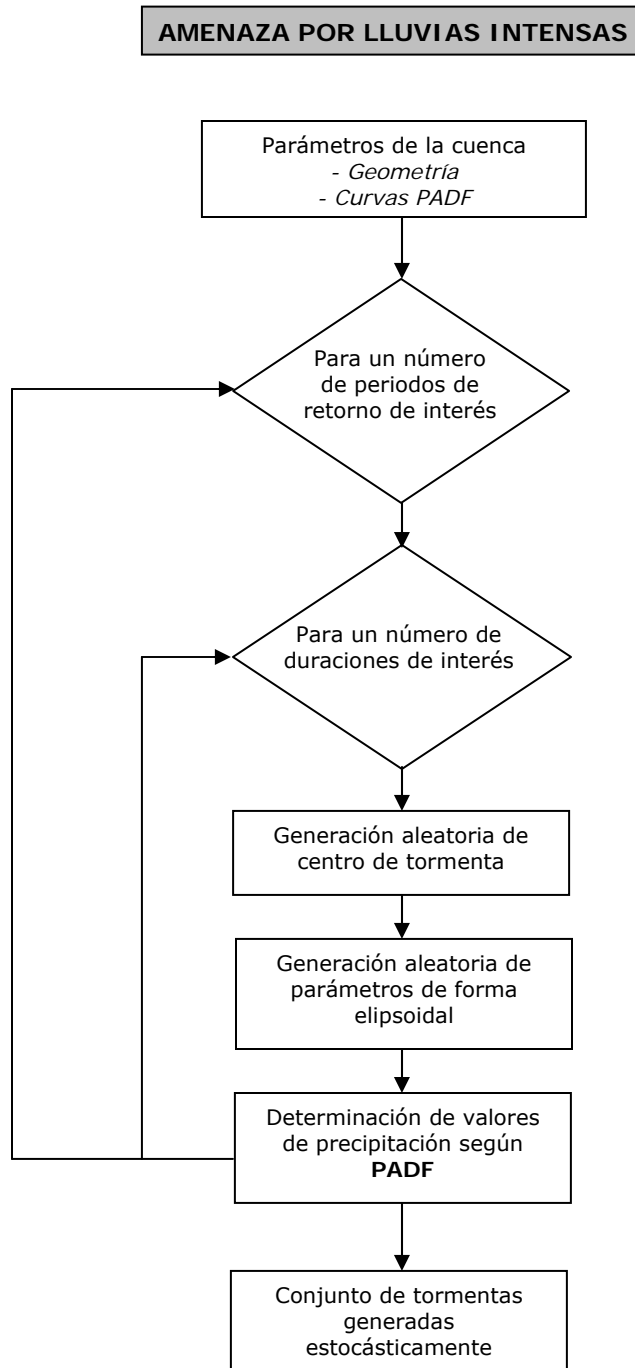


Figura 4-1
Diagrama de flujo del modelo de amenaza por lluvias intensas

4.5.4 Conformación de la base de datos de eventos de precipitación

Esta fase tiene como objetivo la recolección y almacenamiento de información pluviométrica y pluviográfica requerida para desarrollar los análisis correspondientes a las siguientes fases. Para este propósito se deben establecer criterios para la obtención de información:

- 1 Definición de áreas de estudio: necesaria para identificar las estaciones pluviométricas y pluviográficas existentes ubicadas dentro de éstas, al igual que en su periferia y en áreas adyacentes.
- 2 Identificación de eventos históricos de precipitaciones asociadas con huracanes y eventos debidos a lluvias intensas provocadas por sistemas convectivos o de baja presión.
- 3 Registros históricos de las estaciones anteriores, deben tener períodos comunes concurrentes para robustecer los análisis espaciales de lluvias máximas. La información pluviométrica y pluviográfica debe extraerse de los registros de las estaciones existentes pertenecientes a las diferentes entidades públicas y privadas que midan la lluvia.
- 4 La información pluviométrica debe corresponder a registros diarios de precipitación, mientras que la información pluviográfica debe permitir identificar la curva de masa de cada evento de precipitación y su procesamiento para determinar intensidades máximas para varias duraciones. La información pluviográfica debe tener una resolución temporal menor a la diaria.
- 5 El almacenamiento de información debe hacerse mediante herramientas computacionales que faciliten un adecuado control de calidad con propósitos de depuración y eventualmente de complementación, su fácil manejo y su posterior análisis en las fases posteriores.

La información requerida para la adecuada conformación de la base de datos de precipitaciones es:

- 1 Localización geográfica de estaciones pluviométricas y pluviográficas
- 2 Ubicación de estaciones pluviométricas y pluviográficas en mapas a escala adecuada con red de drenaje, cuencas y subcuencas
- 3 Períodos de registro de las estaciones
- 4 Información diaria para el período de registro en cada estación pluviométrica
- 5 Información de profundidad de precipitación para el período de registro y para intervalos de tiempo menores a 1 día en cada estación pluviográfica. En su defecto, información correspondiente a lluvias máximas históricas para diferentes duraciones, o información de series anuales de precipitaciones máximas para

diferentes duraciones. En caso de no disponer de lo anterior se utiliza información directa de curvas Profundidad – Duración – Frecuencia (PDF) o de curvas Intensidad – Duración – Frecuencia (IDF) obtenidas de fuentes secundarias. Si estas últimas tampoco están disponibles es posible estimarlas de manera aproximada a partir de información pluviométrica diaria.

4.5.5 *Análisis espaciales de precipitaciones máximas*

El objetivo del modelo es establecer las relaciones entre la profundidad máxima de precipitación promedio (P), el área (A) sobre la cual cae esta profundidad, la duración (D) durante la cual se produce esa precipitación y la frecuencia (F) con la cual se presenta ese evento con esas características de profundidad, cobertura espacial y duración. Esto corresponde a las curvas profundidad – área – duración – frecuencia (PADF). El análisis PAD determina las cantidades máximas de precipitación sobre áreas de diferentes tamaños y para varias duraciones de precipitación. Estas curvas deben ser características de las áreas homogéneas mencionadas anteriormente. Un aspecto adicional relacionado con esas curvas es el análisis y definición de patrones geométricos (p.e. de distribución espacial de la precipitación, los cuales se hacen a partir del estudio de mapas de curvas isoyetas de eventos de tormentas considerados, identificando centros de tormentas y zonas asociadas con hipocentros, es decir áreas consistentemente de menor precipitación). Otra consideración que debe tomarse en cuenta, es la distribución temporal de los eventos espacialmente distribuidos. Criterios para el análisis espacial de precipitaciones máximas se describen a continuación:

- 1 Definición de área mínima por debajo de la cual la precipitación se considera como puntual y definición adicional de área máxima (en razón a que el número de tormentas de gran extensión puede ser escaso dentro de tormentas históricas disponibles y por lo tanto las series anuales correspondientes pueden resultar no suficientemente largas para realizar análisis de frecuencia de igual confiabilidad que para el resto de eventos disponibles de menor extensión).
- 2 Definición del número mínimo de estaciones pluviométricas y/o pluviográficas que registren un determinado aguacero para la generación de los mapas de isoyetas correspondientes (este número podría estar alrededor de 10 pero depende indudablemente de la densidad de estaciones en cada caso de estudio), de tal manera que éstos sean confiables para la descripción espacial del evento.
- 3 Definición de un valor umbral para la selección de un evento para ser considerado como significativo, es decir que, además que este evento esté registrado en el número mínimo de estaciones definido en el punto 2, la precipitación registrada en cada una de estas estaciones supere ese valor umbral (p.e. mayor que 10 mm en 24 horas).

- 4 Por razones de consistencia, se debe utilizar la misma distribución de probabilidad y el mismo método de estimación de parámetros que el definido para los análisis puntuales de frecuencia.
- 5 El análisis de la distribución espacial de la precipitación para los eventos considerados debe permitir establecer el o los patrones geométricos más representativos para su caracterización genérica (p.e. patrón circular, patrón elíptico, etc) con localizaciones preferenciales de hiper e hipocentros, además de alineamientos del patrón, al igual que relaciones funcionales entre parámetros del patrón (p.e. relación entre eje mayor y eje menor en patrón elíptico entre 2 y 3).
- 6 La distribución temporal de los aguaceros con extensión espacial debe obtenerse del comportamiento temporal de las tormentas registradas en áreas extensas en conjunto con las estaciones pluviométricas y pluviográficas, y no exclusivamente de los registros de estas últimas de manera individual. Así se puede garantizar la consistencia de los patrones temporales y espaciales obtenidos del análisis de precipitaciones máximas en áreas extensas.

La metodología para la determinación de relaciones PAD y PADF debe basarse en procedimientos propuestos en la literatura, como por ejemplo el de la OMM (1969). El rango de variación de las áreas se debe establecer a partir de los mapas de isoyetas generados para cada uno de los eventos disponibles, desde el valor mínimo equivalente puntual, hasta la mayor de las extensiones cubiertas por estos eventos. Eventualmente, puede ser necesario extrapolar curvas PAD Y PADF para valores mayores a este máximo histórico en el área. En relación con las duraciones, se considera que éstas pueden ir desde 1 hora hasta alrededor de 10 días, en razón a las precipitaciones asociadas a huracanes. Al igual que se considera adecuada la distribución Gumbel, con MPP para los análisis puntuales, ésta también se considera adecuada para los análisis espaciales.

Para la determinación de los datos de precipitación para los análisis de curvas PAD y PADF, se deben establecer las fechas para las cuales en alguna o algunas de las estaciones se registraron profundidades significativas, para luego completarlas con los registros de las demás estaciones. De esta manera se tiene, para cada fecha, el conjunto de valores de precipitación registrados en todas las estaciones de la zona homogénea, los cuales, graficados mediante isoyetas permiten establecer la distribución espacial de la precipitación en la fecha respectiva. Análisis adicionales similares permitirían desagregar la información diaria con duraciones menores, en la medida con que exista información pluviográfica, pudiéndose establecer distribuciones espaciales y temporales para cada uno de los sub-intervalos. De igual manera, la información diaria se puede agregar para duraciones mayores, pudiéndose identificar la distribución espacial y temporal en cada una de éstas. Como consecuencia de lo anterior, para todas las fechas históricas con eventos significativos se construyen las curvas PAD (una por cada evento y por cada duración) a partir de las cuales se realiza el análisis de frecuencia correspondiente para varios valores de área. El resultado de lo anterior es la curva PADF para la zona hidrológica homogénea.

Para construir una curva PAD en una zona hidrológicamente homogénea, se establece primero la duración considerada; a continuación se recopilan o generan los mapas de isoyetas de los eventos históricos para esta duración. En seguida, cada mapa se procesa para identificar el o los sitios de mayor pluviosidad, calculando la precipitación promedio correspondiente y midiendo el área cubierta respectiva. Esto se repite sucesivamente, extendiendo las áreas de cubrimiento de las isoyetas (progresivamente con valores mayores a menores), calculando la precipitación promedio sobre las isoyetas consideradas y midiendo las áreas respectivas. Así, en la medida en que se amplía la cobertura de isoyetas, la profundidad promedio disminuye progresivamente y el área aumenta, definiéndose así una relación inversa entre área y precipitación máxima promedio. El algoritmo del procedimiento se describe a continuación:

- 1 Para cada año seleccionar los eventos intensos de precipitación con extensión espacial. Los pasos 2 a 16 corresponden al análisis de eventos de cada año con información disponible.
- 2 Para cada evento elaborar mapas de isoyetas para una duración D utilizando herramientas computacionales. Deben involucrarse estaciones periféricas que no hayan registrado precipitación.
- 3 Identificar las isoyetas de mayor valor. Sea este mayor valor de precipitación p_1 , y sea m_1 el número de isoyetas con valor p_1 .
- 4 Medir las áreas encerradas en las isoyetas con valor p_1 , y denotar estas áreas como a_i , con i desde 1 hasta m_1 .
- 5 Estimar el valor promedio de precipitación en a_i como $h_i = p_1 + (p_{max} - p_1)/3$, donde p_{max} es el valor máximo puntual de precipitación dentro del área a_i .
- 6 Sumar las áreas a_i . Es decir $A_1 = \sum_{i=1}^{m_1} a_i$.
- 7 Para el área agregada A_1 , calcular la profundidad de precipitación promedio como:

$$H_1 = \frac{\sum_{i=1}^{m_1} h_i a_i}{A_1} \quad (\text{Ec. 45})$$

- 8 Identificar la(s) isoyeta(s) con valor inmediatamente inferior a p_1 , y sea este valor p_2 . Sea m_2 el número de isoyetas con valor p_2 .
- 9 Medir cada una de las áreas internas a las isoyetas con valor p_2 . Sean estas áreas a_{2i} .
- 10 Estimar el valor promedio de precipitación en a_{2i} como:

$$h_{2i} = \frac{h_i a_i + 0.5[p_2 + p_1][a_{2i} - a_i]}{a_{2i}} \quad (\text{Ec. 46})$$

- 11 Sumar las áreas a_{2i} . Es decir $A_2 = \sum_{i=1}^{m_2} a_{2i}$.

- 12 Para el área agregada A_2 , calcular la profundidad de precipitación promedio como:

$$H_2 = \frac{\sum_{i=1}^{m_2} h_{2i} a_{2i}}{A_2} \quad (\text{Ec. 47})$$

- 13 Continuar con las curvas isoyetas subsiguientes mediante un procedimiento similar. Para la isoyeta n con un valor de precipitación p_n y con áreas encerradas a_n , estimar h_n como:

$$h_{ni} = \frac{h_{1i} \cdot a_{1i} + \sum_{j=2}^n 0.5[p_j + p_{j-1}] [a_{ji} - a_{(j-1)i}]}{a_n} \quad (\text{Ec. 48})$$

- 14 Sumar las áreas a_n . Es decir $A_n = \sum_{i=1}^{m_n} a_n$

- 15 Para el área agregada A_n , calcular la profundidad promedio como:

$$H_n = \frac{\sum_{i=1}^{m_n} h_{ni} a_{ni}}{A_n} \quad (\text{Ec. 49})$$

- 16 Graficar A_j vs. H_j .

- 17 Repetir el procedimiento descrito entre los pasos 2 a 16 para todos los eventos de precipitación de duración D disponibles en ese año.

- 18 Superponer las gráficas A_j vs. H_j del paso 16 para todos los eventos de ese año de duración D .

- 19 Establecer la envolvente superior de precipitación para la superposición del paso anterior. Esta envolvente representa la relación entre la precipitación máxima y la extensión espacial para ese año y esa duración o curva PAD. En esta envolvente determinar los valores de precipitación máxima para valores predeterminados de área.

- 20 Repetir los pasos 2 a 19 para cada uno de los demás años disponibles.

- 21 Conformar las series anuales de precipitación máxima de duración D para cada una de las áreas predeterminadas del paso 19. Hacer análisis de frecuencia con esta serie usando la misma distribución de probabilidad y mismo método de estimación de parámetros aplicados en los análisis puntuales.

- 22 Repetir pasos 2 a 21 para otras duraciones D .

- 23 Con los resultados de los análisis de frecuencia de los pasos 21 y 22 conformar las curvas PADF.

Como resultado de los análisis anteriores se disponen de curvas PADF representativas de las zonas homogéneas correspondientes. Además, los análisis de curvas isoyetas históricas permiten establecer patrones típicos de distribución espacial de eventos de precipitación, que pueden ser diferenciados según su origen sea por huracanes o por lluvias intensas. De manera complementaria a lo anterior, se pueden determinar ubicaciones preferenciales de estos patrones dentro del área. Los tres ingredientes anteriores (i.e., curvas PADF, patrones típicos y ubicación preferencial), permiten establecer procedimientos para la generación sintética de eventos de precipitación. Para esto y de manera aleatoria controlada, se puede generar la ubicación de los eventos espaciales de precipitación con características, también aleatorias controladas, de tamaño y forma que cumplan con las relaciones contenidas en las curvas PADF. Así, el procedimiento es:

- 1 Seleccionar un determinado período de retorno T
- 2 Determinar aleatoriamente una duración D
- 3 Seleccionar valores de área, A_i , dentro del rango cubierto por la curva PADF correspondiente a la duración D y frecuencia T anteriores
- 4 Con base en la curva PADF determinar los respectivos valores de profundidad máxima promedio P_i
- 5 Generar aleatoriamente la ubicación, forma y tamaño del patrón de precipitación;
- 6 Generar con el patrón típico las correspondientes curvas isoyetas que preserven para las anteriores áreas A_i las respectivas profundidades de precipitación P_i

En la Tabla 4-2 se presentan las ecuaciones para confeccionar un patrón espacial circular o elíptico, pues una elipse está definida por los semiejes menor y mayor, a y b respectivamente, y se puede expresar el uno en función del otro como $b = Ka$. En la Tabla 4-2 las dos primeras columnas corresponden a los valores de áreas y precipitaciones máximas promedio adoptados de la curva PADF (pasos 3 y 4), con las áreas ordenadas de menor a mayor. La tercera columna muestra las ecuaciones para determinar el valor correspondiente de la isoyeta del patrón elíptico. Las columnas 4 y 5 permiten calcular los valores para cada isoyeta de los semiejes mayor y menor.

Tabla 4-2
Determinación de patrones sintéticos espaciales

A_i	P_i	Valor isoyeta, h_i	Semieje menor a_i	Semieje mayor b_i
A_1	P_1	$h_1 = P_1$	$a_1 = \left(\frac{A_1}{\pi K}\right)^{0.5}$	$b_1 = Ka_1$
A_2	P_2	$h_2 = \frac{2(P_2 A_2 - P_1 A_1)}{A_2 - A_1} - h_1$	$a_2 = \left(\frac{A_2}{\pi K}\right)^{0.5}$	$b_2 = Ka_2$
A_3	P_3	$h_3 = \frac{2(P_3 A_3 - P_2 A_2)}{A_3 - A_2} - h_2$	$a_3 = \left(\frac{A_3}{\pi K}\right)^{0.5}$	$b_3 = Ka_3$
...
A_n	P_n	$h_n = \frac{2(P_n A_n - P_{n-1} A_{n-1})}{A_n - A_{n-1}} - h_{n-1}$	$a_n = \left(\frac{A_n}{\pi K}\right)^{0.5}$	$b_n = Ka_n$

Para la generación sintética de eventos de precipitación máxima, es necesario definir tres elementos complementarios a lo anteriormente descrito: (1) la ubicación espacial del centro de la tormenta; (2) el valor de K , y (3) la dirección del eje mayor. En relación con la ubicación espacial del centro de tormenta, con base en los mapas históricos de isoyetas se debe identificar la o las zonas de mayor frecuencia de ubicación, las cuales se pueden representar mediante polígonos. Por lo tanto, es dentro de estos polígonos donde se deben generar centros aleatorios de tormentas. Con respecto al valor K , nuevamente del análisis de mapas históricos de isoyetas se pueden determinar rangos de valores de K más representativos, ajustando una distribución uniforme o triangular simétrica, por ejemplo. Para la dirección del eje mayor, los mapas históricos de isoyetas permiten establecer alineamientos preferenciales de los patrones de tormentas, a partir de los cuales se pueden definir rangos de valores de azimut del eje mayor, dentro de los cuales se deben generar valores aleatorios.

5 Modelo de evaluación de amenaza por inundación

5.1 Introducción

En particular, el peligro de inundación por desbordamiento de cauces debido al exceso de lluvia se relaciona directamente con la precipitación pluvial en la cuenca analizada y las características de la topografía del terreno circundante al cauce. Por lo tanto, los modelos utilizados para determinar los escurrimientos a partir de la precipitación que los origina están basados en relaciones de lluvia-escurrimiento. La metodología para la estimación del peligro de inundación se divide en un análisis hidrológico, un análisis hidráulico y un análisis de flujo en llanura.

a) Análisis hidrológico

En el análisis hidrológico se determina la relación que existe entre la precipitación que cae en una zona con la cantidad de agua que escurre hacia los cauces y que en caso de ser excesiva produce la inundación.

b) Análisis hidráulico

Se conoce como tránsito de avenida y se define como el cambio que sufre el flujo del cauce de una sección transversal hasta otra ubicada después de un tramo de río o una presa. Este cambio puede ser tanto en su forma como en su desplazamiento en el tiempo. El tránsito se debe realizar mediante modelos de simulación de flujo en cauces naturales y modelos de flujo en llanuras. Este modelo requiere de información detallada de los afluentes en los cauces, sus pendientes, así como sus las características de sus secciones

c) Análisis de inundación de llanura

El carácter dinámico de las inundaciones y la influencia del desplazamiento del agua hacia las zonas bajas, hacen necesario emplear modelos matemáticos que, por lo menos, incluyan ecuaciones de flujo en dos direcciones horizontales basadas en ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento y de continuidad. Este modelo requiere de la información del flujo desbordado y la topografía detallada de la zona en estudio.

En el campo de la modelación de los fenómenos hidráulicos ocurre algo parecido a la modelación en hidrología, no existe un modelo que pueda representar hidráulicamente todas las cuencas. Por lo tanto el modelador debe tener el criterio necesario para que, con base en las características particulares de su problema y las características de la información con la que cuenta, pueda seleccionar el modelo más adecuado.

El análisis de flujos en ríos y en canales abiertos generalmente es físicamente basado; sin embargo existen modelos que no lo son. A continuación se listan los tres tipos principales de modelos hidráulicos:

- Modelos hidrodinámicos físicamente basados.
- Modelos estocásticos.

- Modelos conceptuales.

Los modelos hidrodinámicos se basan en las ecuaciones de Navier-Stokes. Se puede notar que las ecuaciones simples de Navier-Stokes para flujo laminar no cubren la generalidad del problema; sin embargo durante mucho tiempo se vieron como las expresiones básicas de la modelación en hidráulica. Adicionalmente es necesario reconocer que la modelación matemática es inadecuada para describir el comportamiento de flujos turbulentos, lo que se traduce en una limitación importante.

Los modelos estocásticos intentan describir el comportamiento de flujos turbulentos basándose principalmente en principios de entropía, teoría del caos o estadística. Los modelos hidráulicos conceptuales guardan las mismas características que los modelos hidrológicos. Ambos tipos de modelos son empleados con frecuencia como sub-modelos en modelos hidrológicos distribuidos.

La Tabla 5.1 resume algunas de las características de los modelos hidráulicos más utilizados para el análisis de inundaciones.

Tabla 5-1
Modelos hidráulicos para análisis de inundaciones

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de entrada	Resultados	Referencias
Modelos Basados en el filtro de Kalman	El filtro de Kalman es un modelo estocástico que proporciona un buen marco para la estimación incremental de una cantidad en una situación en la cual las mediciones relacionadas con la misma están disponibles a lo largo del tiempo. El filtro de Kalman es un algoritmo recursivo y óptimo de procesamiento de datos, el cual tiene varias aplicaciones, entre ellas, es útil para la estimación de modelos autorregresivos, la estimación de modelos con parámetros que cambian en el tiempo, la estimación de modelos con componentes no observables.	Concretamente, se trata de una técnica de estimación Bayesiana empleada para seguir sistemas estocásticos dinámicos observados mediante sensores.	Series de datos en tiempo real. Parámetros hidrológicos e hidráulicos del área de estudio.	Estimación de la probabilidad de inundación.	Jeffrey C. Neal, Peter M. Atkinson, Craig W. Hutton. Flood inundation model updating using an ensemble Kalman filter and spatially distributed measurements. Journal of Hydrology 336. 2007. Pag: 401- 415.
Modelos basados en ARIMA (Autoregressive integrated moving average time series analysis)	Estos modelos se construyen con 4 fases: evaluación del estado estacionario, identificación del modelo, verificación del modelo y pronóstico.	Se basa en programas específicos que realizan las operaciones matemáticas. Tal es el caso de software S-Plus. En el proceso se lleva a cabo una transformación de las series dentro de un estado estacionario.	Series en función del tiempo	Ecuaciones que relacionan variables. Por ejemplo caudales en diferentes momentos.	Jan F. Adamowski. Development of a short-term river flood forecasting method for snowmelt driven floods based on wavelet and cross-wavelet analysis.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de entrada	Resultados	Referencias
Modelos basados en análisis de redes neuronales artificiales (ANNs)	El objetivo principal de este tipo de modelos es llegar a una óptima configuración de redes que represente la relación entre las variables de entrada y las de salida.	Se basan en el uso de software especializado, como por ejemplo Tiberius 2.0.0 neural network modeling software package.	VARIABLES hidrometeorológicas independientes	■ Relación entre variables hidrometeorológicas.	Jan F. Adamowski. Development of a short-term river flood forecasting method for snowmelt driven floods based on wavelet and cross-wavelet analysis.
Modelo basado en Algoritmos Genéticos (GA)	Modelo usado para predecir tasas de flujo en sitios que reciben flujos laterales significativos.	El modelo está basado en una ecuación análoga al RCM (Rating Curve Model) de Moramarco et al. Este modelo predice tasas de flujo en estaciones aguas abajo teniendo como base el flujo medido en estaciones aguas arriba, el tiempo de viaje de la onda más temprana y el flujo medido en estaciones aguas abajo. El GA es un método no-lineal de investigación y optimización utilizado para obtener los valores óptimos de las variables de análisis.	Datos de las estaciones aguas arriba y aguas abajo.	Predicciones de hidrógrafas	Gokmen Tayfur, Tommaso Moramarco. Predicting hourly-based flow discharge hydrographs from level data using genetic algorithms.

5.2 Modelos basados en sensores remotos y sistemas de información geográfica

Actualmente, la mayoría de los modelos analíticos incluyen la utilización de un Sistema de Información Geográfica (SIG) o de información obtenida a partir de sensores remotos. El control de las inundaciones no es una excepción, por el contrario, gran parte de las investigaciones existentes proponen el uso de esta herramienta como complemento al análisis numérico, especialmente cuando no se tienen suficientes registros de estaciones hidro meteorológicas y cuando se requieren mapas de zonificación. La Tabla 5.2 presenta un resumen de las características principales de algunos de los modelos basados en sensores remotos y sistemas de información geográfica.

Tabla 5-2
Modelos basados en sensores remotos y sistemas de información geográfica

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de entrada	Resultados	Referencias
Modelos hidrológicos basados en GIS	Modelos que utilizan como herramienta principal el procesamiento de la información a través de un GIS.	<p>El proceso de cálculo incluye:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Datos sobre el canal principal del río: Tate et al. (2002) propuso una técnica para importar los datos desde HEC-RAS hacia el GIS. 2. Interpolación de los datos batimétricos: Se realiza usando técnicas de interpolación propias del GIS, que dependen de la densidad de las medias, la distancia entre medidas, la orientación de las medidas, los datos de las secciones transversales, etc 3. Integración de los datos del canal principal con la topografía circundante de la llanura de inundación: Actualmente se utilizan las técnicas de teledetección, como LIDAR y SAR (Synthetic Aperture Radar) <p>Algunos ejemplos de GIS utilizados en la modelación son: ARC VEW, ARC/INFO GIS, ARC/INFO Macro Language (AML).</p>	Bases de datos de diversas propiedades hidráulicas. Representaciones de los sistemas fluviales.	- Mapas, tablas o gráficos con la información procesada. Mapas de zonas de inundación	<p>W. Al-Sabhan, M. Mulligan, G.A. Blackburn. A real-time hydrological model for flood prediction using GIS and the WWW.</p> <p>A. Zerger. Examining GIS decision utility for natural hazard risk modeling.</p> <p>Venkatesh Merwade, Aaron Cook, Julie Coonrod. GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. Environmental Modelling & Software. 2008. Pag:1-12.</p>

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de entrada	Resultados	Referencias
Modelos basados en datos de Sensores remotos	<p>Modelos basados en la reconstrucción de las características de un terreno y cuantificación de variables tectónicas, climáticas y biológicas (incluyendo los cambios en el terreno inducidos por el hombre).</p> <p>Los sensores remotos incluyen InSAR, GPS, VNIR/TIR (visible and near infrared/ thermal infrared), SAR, altimetría laser e imágenes microondas entre otros.</p> <p>Hasta la fecha, la teleobservación de las llanuras de inundación desde plataformas satelitales, presenta algunos problemas de escala que limitan la adquisición de imágenes múltiples para una inundación, sólo para cuencas grandes, de escala continental (Sippel et al, 1998)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Synthetic aperture radar (SAR) y Landsat Thematic Mapper (TM) han sido integrados en algunos casos para proveer información sobre las características del terreno y las zonas potenciales de afectación. • Otro caso similar es el de Sea Winds Radar Aboard QuikSCAT y datos ópticos MODIS. Estos datos han sido procesados y combinados con GIS para el monitoreo de propensión a inundaciones y desarrollo de mapas semanales del nivel del agua. • IKONOS-2 permite la reproducción de imágenes de uso del suelo en un área determinada. Esta información sirve de base para obtener el mapa del factor de rugosidad de Manning en áreas inundadas. • Cuando los sensores remotos no alcanzan la precisión deseada, se combinan con modelos numéricos hidráulicos de flujo no permanente, en los cuales se simulan patrones de inundación dinámica en relación con datos disponibles de estaciones de aforo modelos de elevación digital (DEM) (Bates et al, 2003). 	Datos hidroclimatológicos medidos en campo y datos provenientes de sensores remotos.	Mapas de riesgo de inundación y mapas de niveles del agua para una condición determinada.	<p>David M. Tralli, Ronald G. Blom, Victor Zlotnicki, Andrea Donnellan, Diane L. Evans. Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards.</p> <p>C.J. van der Sande, S.M. de Jong, A.P.J. de Roo. A segmentation and classification approach of IKONOS-2 imagery for land cover mapping to assist flood risk and flood damage assessment.</p> <p>Paul D. Bates, Matthew D. Wilson, Matthew S. Horritt, David C. Mason, Nick Holden, Anthony Currie. Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modelling. Journal of Hydrology 328. 2006. Pag: 306– 318.</p> <p>G. Schumann, P. Matgen, L. Hoffmann, R. Hostache, F. Pappenberger, L. Pfister. Deriving distributed roughness values from satellite radar data for flood inundation modelling. Journal of Hydrology 344. 2007. Pag: 96– 111.</p>

Un sistema muy usado en la gestión del riesgo por inundaciones es el HAZUS, de la Agencia Federal para el Manejo de Emergencias de los Estados Unidos (FEMA), una herramienta informática que permite la evaluación de riesgos por inundación (HAZUS-MH MR3), huracán y terremoto. El programa evalúa daños físicos a los edificios e infraestructura, pérdidas económicas, incluyendo costos de reparación y reposición, lucros cesantes, desempleo e impactos sociales incluyendo la estimación de las necesidades de refugios para los damnificados, y la población expuesta a las amenazas. Dichos cálculos se realizan con base la tecnología de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), específicamente del programa ARC-GIS.

El modelo utilizado por HAZUS es capaz de valorar inundaciones de ríos o costeras. Estima los daños potenciales causados a edificios, facilidades esenciales, vías y áreas de agricultura, ruinas, refugios y el número de víctimas. Las pérdidas directas son estimadas en el daño físico a la estructura y los contenidos en el interior de los edificios.

5.3 Modelos y herramientas computacionales

De acuerdo con los modelos y herramientas mencionados, se han creado diversos programas informáticos que modelan las inundaciones y permiten un análisis en relación con la hidráulica fluvial, utilizando como complemento los sistemas de información geográfica y los sensores remotos. Los resultados de la ejecución de estos programas, pueden aplicarse para la calibración de los modelos o para calcular los datos de entrada, a partir de los cuales podrán obtenerse resultados de zonificación y amenaza por inundación.

Es claro que existen muchos paquetes informáticos en el mercado que cuentan con las características matemáticas y de programación necesarias para modelar adecuadamente la dinámica de cuerpos de agua naturales. Sin embargo, el espectro de búsqueda debe ser acotado para cumplir con los objetivos del proyecto. Es importante aclarar que todo modelo matemático es una simplificación de la realidad y que las ecuaciones que describen el comportamiento del flujo no permanente tienen limitaciones por sí solas. Lo anterior apunta hacia el hecho que no por ser un software el más costoso del mercado se pueda ajustar de mejor manera a las características particulares de un problema específico. Es de vital importancia, que en el proceso de modelación, la herramienta informática seleccionada sea familiar para él y se ajuste a la cantidad y calidad de la información técnica existente y disponible.

En la Tabla 5.3 se presentan las características principales de algunos sistemas computacionales disponibles para el análisis de inundaciones.

Tabla 5-3
Algunos sistemas computacionales disponibles para el análisis de inundaciones

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
TEMPO TOOL	Simulación del nivel de agua usando la determinación de funciones de transferencia que describen varios procesos: escorrentía, infiltración y flujo de agua subterránea. Involucra un procedimiento iterativo.	Software para el tratamiento y modelación de las series de tiempo en hidrología e hidroquímica. En oposición a los modelos directos, que reproducen los comportamientos de los hidrosistemas desde la parte conceptual y al mismo tiempo desde la aplicación de las leyes físicas, este modelo deduce el sistema de funcionamiento desde el análisis de los datos.	Series de evapotranspiración y lluvias obtenidas de las estaciones meteorológicas locales.	Nivel del agua en el tiempo. Determinación de un umbral de precipitaciones que generen desbordamientos.	J.C. Maréchal, B. Ladouche, N. Dörfliger. Karst flash flooding in a Mediterranean karst, the example of Fontaine de Nîmes.
HEC-RAS	Modelo de dominio público desarrollado del Centro de Ingeniería Hidrológica (Hydrologic Engineering Center) del cuerpo de ingenieros de la armada de los EE.UU. (US Army Corps of Engineers). Permite intercambio de datos con el sistema de información geográfica ArcGIS mediante HEC-GeoRAS. El modelo numérico incluido en este programa permite realizar análisis del flujo permanente unidimensional gradualmente variado en lámina libre.	Soluciona las ecuaciones de St. Venant para flujo no permanente en canales abiertos. Las ecuaciones básicas de momentum y continuidad son aproximadas y solucionadas mediante sistemas de ecuaciones lineales implícitas, usando esquemas de Preissman. (P. Matgen et al) También utiliza la ecuación empírica de Manning.	Datos geométricos y topográficos de la cuenca de estudio. ⁷	Permite la modelación hidráulica en régimen permanente y no permanente de cauces abiertos y ríos. A partir de esta herramienta se pueden obtener los datos de entrada para los modelos de predicción de inundaciones, como por ejemplo las elevaciones de la superficie del agua durante un evento determinado.	P. Matgen , G. Schumann , J.-B. Henry, L. Hoffmann, L. Pfister. Integration of SAR-derived river inundation areas, high-precision topographic data and a river flow model toward near real-time flood management. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 9. 2007. Pag: 247-263. Florian Pappenberger, Keith J. Beven , Marco Ratto, Patrick Matgen. Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. Advances in Water Resources 31. 2008. Pag:1-14. Jordan A. Clayton , James C. Knox. Catastrophic flooding from Glacial Lake Wisconsin. Geomorphology 93. 2008. Pag: 384-397.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
LIS FLOOD-FP	<p>Generación de modelos de inundación en 2D. Es un modelo precipitación-escorrentía de base parcialmente física .</p> <p>Se puede combinar con un modelo climático de alta resolución como HIRHAM</p>	<p>El modelo es evaluado con la herramienta GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) Monte Carlo. Esta metodología reconoce que diferentes combinaciones de parámetros del modelo pueden generar representaciones aceptables de las observaciones disponibles.</p>	<p>Datos de niveles de un río para un evento de inundación. Grados de inundación de eventos anteriores recolectados de sensores de radar.</p> <p>Datos hidráulicos básicos (tales como rugosidad en el plano de flujo y en el canal, ancho efectivo del río, etc).</p> <p>Hidrógrafas de corriente.</p> <p>Se pueden utilizar como datos de entrada, los generados por HIRHAM, los cuales resultan de una simulación realista del régimen de descarga.</p>	<p>Valores de profundidad del agua para elaboración de mapas.</p> <p>Datos para la elaboración de mapas de amenaza por inundación.</p>	<p>Florian Pappenberger, Keith Beven, Kevin Frodsham, Renata Romanowicz, Patrick Matgen. Grasping the unavoidable subjectivity in calibration of flood inundation models:A vulnerability weighted approach.</p> <p>Rutger Dankers , Ole Bøssing Christensen, Luc Feyen, Milan Kalas, Ad de Roo. Evaluation of very high-resolution climate model data for simulating flood hazards in the Upper Danube Basin. Journal of Hydrology 347. 2007. Pag: 319–331.</p>
FLOWSIMU-1	<p>Modelo hidrodinámico de flujo no permanente en 1-D</p>	<p>Las ecuaciones que gobiernan el modelo son las ecuaciones de St. Venant y el método de los mínimos cuadrados.</p>	<p>Parámetros hidrológicos.</p>	<p>Datos hidrodinámicos de la inundación en tiempo real.</p>	<p>Mu Jin-Bin, Zhang Xiao-Feng. Real-Time Flood Forecasting Method With 1-D Unsteady Flow Model. Journal of Hydrodynamics 19(2). 2007. Pag: 150-154.</p>
SOBEK	<p>Modelo hidrodinámico en 2D para la representación de inundaciones.</p>	<p>Modelo con base en redes simultáneas de inundación de canales, flujos multidireccionales, saltos hidráulicos, etc.</p>	<p>Utiliza un Modelo de Elevación digital del Terreno estudiado (DEM) Requiere una hidrógrafa inicial.</p>	<p>Profundidad del flujo y velocidad del flujo. La exportación de estos datos a un GIS permite la obtención de esfuerzos cortantes, niveles de corriente, y Número de Froude.</p>	<p>Jonathan L. Carrivick. Application of 2D hydrodynamic modelling to high-magnitude outburst floods: An example from Kverkfjo“ ll, Iceland</p>

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
TREX	<p>TREX (del inglés Two-dimensional , Runoff, Erosion, and Export) es un modelo para simular inundaciones extremas en grandes cuencas de regiones semiáridas en el oeste de Estados Unidos.</p> <p>El modelo distribuido TREX capta los efectos de variabilidad espacial y temporal de tormentas extremas, para fines de seguridad en presas de grandes cuencas. Igualmente, es una alternativa frente a los modelos de hidrograma unitario y de lluvia-escorrentía.</p>	<p>Se basa en la precipitación máxima probable, con la cual se calibra el modelo.</p> <p>Utiliza, entre otras las siguientes ecuaciones:</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Ecuación de infiltración de Green y Amp ▪ Ecuaciones de continuidad y momentum ▪ Aproximación difusiva de onda 	<p>Serie de tiempo de precipitaciones con tiempos e intensidades para cada estación de muestreo.</p> <p>Otros datos hidrológicos sobre la cuenca de estudio.</p>	<p>El modelo simula con precisión caudales pico y tiempos de inundaciones</p>	<p>John F. England Jr, Mark L. Velleux, Pierre Y. Julien. Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. Journal of Hydrology 347. 2007. Pag: 229-241.</p>
2D diffusive overland-flow	<p>Modelo difusivo de flujo superficial y operación de estaciones de bombeo. Desarrollado para simular inundaciones en áreas urbanas causadas por sobrecarga de los sistemas de drenaje, alcantarillado y estaciones de bombeo.</p> <p>Los parámetros del modelo son calibrados y verificados para tormentas discretas.</p>	<p>Considera ecuaciones no inerciales con esquemas numéricos de dirección alternativa explícita (ADE), usados para calcular con detalle zonas y profundidades de inundación debido a saturación de la zona de escorrentía.</p>	<p>Hidrográmas y datos hidrológicos como los arrojados por SWMM</p>	<p>Zonas y profundidades de inundación. Los resultados pueden ser útiles para prevenir daños por inundaciones mediante el rediseño y la ampliación de las capacidades de los alcantarillados pluviales.</p> <p>El modelo también puede ser utilizado para obtener mapas de inundaciones potenciales, que permitan tomar medidas de mitigación y control de inundaciones.</p>	<p>M.H. Hsu, S.H. Chen, T.J. Chang. Inundation simulation for urban drainage basin with storm sewer system. Elsevier. Journal of Hydrology 234. 2000. Pag: 21-37.</p>

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
FLO-2D	El modelo permite el cálculo de profundidades, velocidades y presiones en cualquier momento y en cualquier celda analizada. Se centra en la obtención de sedimentos por inundaciones y la depositación de materiales. Simulación de flujos y avalanchas.	<p>El programa FLO 2D se caracteriza por contar con la interacción de un modelo hidráulico con uno hidrológico.</p> <p>Basado en la modelación de procesos físicos los cuales introducen hidrógrafas de precipitación – escorrentía y flujo sobre superficies inconfiadas y canales usando la aproximación cinemática, difusa y dinámica de la ola en la ecuación de momentum.</p> <p>Este programa trabaja con elementos finitos que permiten la interacción entre el canal principal del cauce y la planicie de inundación.</p>	<ul style="list-style-type: none"> Requiere un modelo de elevación digital del terreno (DEM) y la hidrógrafa de entrada 	Permite transitar crecientes con flujos hiperconcentrados y simular la ruptura de diques lo que lo hace una herramienta muy útil para evaluar el riesgo por inundaciones en ríos de planicie y de alta pendiente.	J. Hiibl and H. Steinwendtner. Two-Dimensional Simulation of Two Viscous Debris Flows in Austria.
SWMM	Modelo de alcantarillado para aguas lluvias SWMM (<i>del inglés Storm Sewer Model</i>) Desarrollado por US EPA (Huber and Dickinson, 1988). Sirve para simular el flujo de agua en sistemas de drenaje. Por otro lado, es útil en el análisis de flujos de escorrentía que superan la capacidad de diseño de los sistemas de alcantarillado, así como desborde del agua en colectores, pozos y estaciones de bombeo, que conducen a inundaciones urbanas.	Utiliza soluciones numéricas explícitas de las ecuaciones de St. Venant, así como ecuaciones básicas de la hidráulica como las de Manning y Darcy.	Pendientes, Datos geométricos del alcantarillado y del área de escorrentía, usos del suelo, coeficientes de fricción, entre otros.	Hidrogramas y análisis de los flujos que exceden la capacidad de los sistemas de alcantarillado. Combinado con modelos de inundaciones en 2D arroja resultados muy útiles para el manejo de inundaciones urbanas.	M.H. Hsu, S.H. Chen, T.J. Chang. Inundation simulation for urban drainage basin with storm sewer system. Elsevier. Journal of Hydrology 234. 2000. Pag: 21–37.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
WT	Método de simulación de inundaciones en un río por deshielo basado en un análisis del movimiento de las ondas.	El procedimiento usado se centra en descomponer series meteorológicas y de flujo para desarrollar una base de los constituyentes de las ondas en el agua, los cuales son usados para pronosticar inundaciones 1, 2 y 6 días antes. El método es conocido como WT (Newly developed wavelet forecasting method). Método basado en la función de onda compleja no-ortogonal de Morlet.	<ul style="list-style-type: none"> Series de datos hidrometeorológicos. 	Pronóstico de inundación a través de variables hidrometeorológicas.	Jan F. Adamowski. Development of a short-term river flood forecasting method for snowmelt driven floods based on wavelet and cross-wavelet analysis.
SWAT	El modelo examina los efectos del clima, el uso y recubrimiento del suelo sobre la hidrología y los caudales de una cuenca determinada.	El modelo parte la cuenca de estudio en subcuencas que están conectadas por superficies de flujo. Cada subcuenca es dividida a su vez en unidades hidrológicas de respuesta (HRU) de acuerdo con la topografía, tipo de uso de la tierra y tipo de suelo. La evapotranspiración es calculada con el método desarrollado por Ritchie (1972), la evapotranspiración potencial con el método de Penman-Monteith y la escorrentía en cada HRU es estimada usando el procedimiento desarrollado por USDA Soil Conservation Service (1972).	Datos de topografía (DEM), propiedades del suelo, tipo de vegetación, clima e información sobre las prácticas del manejo de la tierra.	<ul style="list-style-type: none"> Datos de caudales en la cuenca para cada año. 	Hua Guo, Qi Hu, Tong Jiang. Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake basin, China.
MIKE21C	Modelo de cálculo hidrodinámico desarrollado por DHI (1999).	Basado en ecuaciones no-lineales de continuidad y balance de momentum. Uso de la técnica Alternating Direction Implicit para la integración de las ecuaciones diferenciales finitas en función del tiempo y el espacio. Uso de la formulación de viscosidad Smagorinsky's (1963).	Registros históricos de flujos.	Nivel del agua para diferentes puntos y flujo a la profundidad promedio en las grillas de análisis. Los componentes del flujo son evaluados en los bordes de la grilla y el nivel del agua es evaluado en el centro de la grilla.	S.S. Li, R.G. Millar, S. Islam. Modelling gravel transport and morphology for the Fraser River Gravel Reach, British Columbia

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Datos básicos de Entrada	Resultados	Referencias
DAMBRK A DAM-BREAK FLOOD FORECASTING MODEL	Este modelo desarrollado por el NWS (National Weather Service de los Estados Unidos) incluye los paquetes computacionales SMPDBK, BREACH y DWOPER. Actualmente se lleva a cabo un proceso de transición para reemplazar DAMBRK por FLDWAV, ya que éste último es la perfección del primero.	Calcula las hidrógrafas de salida de presas que están fallando teniendo en cuenta la geometría de la falla, el almacenamiento en el embalse y las entradas a este. La hidrógrafa de salida es transitada dinámicamente a través del valle aguas abajo.	Es necesario tener una solución aproximada a las ecuaciones completas de Saint Venant. Con el fin de poder utilizar DAMBRK en forma exitosa, al igual que cualquier otro paquete que solucione las ecuaciones completas.	Los resultados del modelo incluyen las profundidades aguas abajo en función del tiempo y el tiempo de viaje de la onda.	http://www.dodson-hydro.com/software/hydro-cd/programs/dambrk.htm
HY-7 WSPRO: WATER-SURFACE PROFILE COMPUTATIONAL MODEL	Calcula perfiles de flujo para condiciones subcríticas, críticas o supercríticas actuando en una dimensión de manera gradualmente variada en estado permanente.	Ecuaciones básicas de la hidráulica.	Perfiles de flujo	El modelo tiene la capacidad de analizar flujo en canales abiertos, flujo bajo puentes, flujo en alcantarillados, inundación de terraplenes y cruces de vías con estructuras hidráulicas.	http://www.fhwa.dot.gov/

5.4 Modelo analítico propuesto

5.4.1 Generalidades

La amenaza por inundación se expresa mediante una medida de intensidad distribuida geográficamente, la cual a su vez está ligada a su probabilidad de ocurrencia. La intensidad, se puede definir como una función de la profundidad y la velocidad del agua, así como de la duración de las avenidas. Por lo tanto, la definición de la amenaza por inundaciones (en función del daño potencial), debe tener en cuenta, tanto la probabilidad o frecuencia de ocurrencia de la avenida, como los niveles o altura tirante del agua. También es posible, en casos particulares, considerar como medida de intensidad complementaria la velocidad máxima puntual del flujo de agua.

5.4.2 Selección del modelo

El clima de Centroamérica es por lo general caliente y húmedo con períodos de verano secos desde la mitad de noviembre hasta aproximadamente la mitad de mayo y con períodos lluviosos caracterizados principalmente por precipitaciones desde la mitad de mayo hasta la mitad de noviembre. Las inundaciones históricas en Centroamérica han ocurrido en tiempos diversos durante el período lluvioso. Estas inundaciones están frecuentemente, pero no siempre, asociadas con los huracanes que se aproximan por la cuenca del Atlántico. Adicionalmente, tal y como quedó demostrado con el Huracán Mitch de 1998, las lluvias intensas pueden ser el producto de la circulación regional de huracanes, aún si la trayectoria principal del sistema no cruza exactamente por el territorio del país.

En el presente análisis se pretende diferenciar entre inundaciones producidas por lluvias relacionadas con huracanes, con inundaciones producidas por regímenes de lluvias no asociadas con huracanes. De esta manera se pueden estimar probabilísticamente las pérdidas asociadas a los huracanes de manera integral incluyendo no solo las pérdidas asociadas a los vientos fuertes sino a la marea de tormenta y a las inundaciones y deslizamientos asociados con el aumento en el régimen de lluvias. También permite el cálculo probabilístico de pérdidas asociadas únicamente a inundaciones independientemente del origen de las lluvias que las producen.

El resultado principal de un modelo de amenaza por inundaciones es la delimitación de las áreas sometidas a inundación para un determinado periodo de retorno o tasa de excedencia. La determinación de las áreas susceptibles a inundación requiere conocimiento de los eventos históricos, modelos detallados de elevación del terreno, datos de caudales de descarga en las cuencas de los ríos principales y datos geométricos de un número determinado de secciones transversales a lo largo del cauce del río en la cuenca de inundación.

Se selecciona para este estudio un enfoque de amenaza que utiliza un procedimiento probabilístico para combinar los siguientes componentes:

- Conjunto estocástico de eventos de precipitación en el cual un evento se define como la distribución espacial de intensidad y duración de lluvias.
- Modelo de inundación que define la extensión espacial de las zonas inundables para diferentes niveles de intensidad de lluvias.

Bajo este enfoque se seleccionan dos modelos de amenaza por inundación, con diferentes niveles de resolución en el análisis. El primero es un modelo simplificado, paramétrico, que permite estimar, para análisis de orden nacional, las regiones propensas a inundarse bajo el efecto de diferentes tormentas estocásticas. El segundo es un modelo detallado que permite determinar la extensión de la inundación alrededor de un cauce, a partir de la precipitación aportada por las tormentas simuladas.

El análisis se lleva a cabo para los ríos y cuencas principales del país. El análisis principal se concentrará en las tierras altas y en las zonas donde se concentre la mayor parte de la población y de la infraestructura en general. Solo se considerarán cuencas en las que se tenga disponible la información mínima y que sean relevantes desde el punto de vista de los impactos posibles sobre la población y sobre la infraestructura del país.

5.4.3 Procedimiento de análisis

La Figura 5-1 muestra el diagrama de flujo del modelo de evaluación de amenaza por inundación. Los pasos principales para el desarrollo del modelo de amenaza de inundación en zonas seleccionadas son los siguientes:

- (1) *Generación de un conjunto de eventos estocásticos de lluvia:* empleando los modelos de generación de eventos de lluvia asociada y no asociada a huracanes (capítulos 3 y 4 respectivamente), se genera un conjunto de escenarios estocásticos de precipitación, los cuales son consistentes con las características regionales de ocurrencia de las lluvias. Estos eventos se utilizan como datos de entrada al modelo hidrológico con el fin de determinar el caudal medio de los ríos principales en las zonas de afectación.
- (2) *Determinación de parámetros de lluvia:* la intensidad de lluvia y su duración deben determinarse a partir de los escenarios generados con el fin de poder determinar la porción de la precipitación total que puede escurrir y alcanzar los cauces naturales o las áreas inundables.
- (3) *Modelo de inundación:* según la información disponible y el alcance del análisis a realizar, se escoge entre el modelo de inundación, de manera tal que se obtengan los mejores resultados posibles. Los modelos de análisis como tal se desarrollan en detalle en las secciones siguientes.

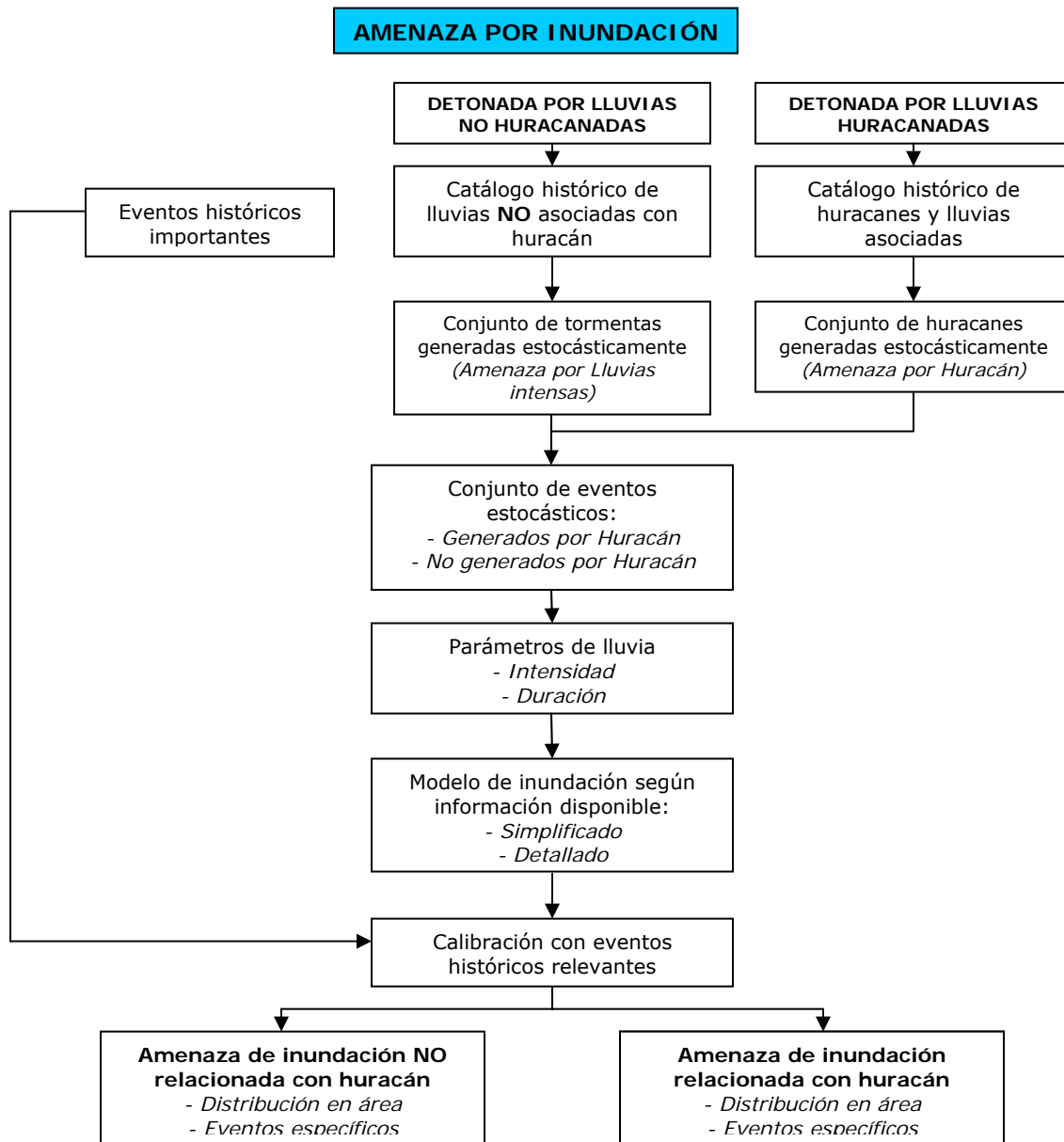


Figura 5-1
Diagrama de flujo del modelo de amenaza por inundación

- (4) *Integración de la amenaza:* al aplicar el modelo sobre cada uno de los escenarios de lluvia definidos, se construye un conjunto de escenarios estocásticos de inundación, cada uno de los cuales tiene frecuencia anual de ocurrencia igual a la del escenario detonante. Este conjunto de escenarios es representativo de la totalidad de eventos de inundación que pueden suceder en la región. En este punto, la amenaza por inundación puede integrarse para obtener tasas de excedencia de diferentes valores de intensidad, y mapas de igual periodo de retorno.

5.4.4 Análisis simplificado de inundaciones

La intensidad de lluvia debe traducirse en una profundidad de precipitación efectiva, la cual corresponde con la porción de la precipitación total que puede escurrir y alcanzar los cauces naturales o las áreas inundables. El porcentaje de la precipitación total que se convierte en efectiva depende principalmente de las características de saturación y permeabilidad del suelo superficial, la cobertura vegetal y el uso.

La profundidad de inundación se obtiene a partir de la precipitación efectiva, empleando factores de inundación, los cuales califican los territorios de una determinada región, en términos de que tan potencialmente inundables son, en función de la topografía y pendientes aledañas.

5.4.4.1 Estimación de la precipitación efectiva

La precipitación efectiva corresponde a la intensidad de lluvia remanente, luego que, de la profundidad total de precipitación aportada por la tormenta, se ha gastado una porción en procesos hidrológicos infiltración y evapotranspiración. Ésta escorrentía se calcula en función del valor total de precipitación y el número de escurrimiento en determinado punto, empleando la expresión planteado por Chow (1994):

$$P_e = \frac{\left[P_m - \frac{508}{N} + 5.08 \right]^2}{P_m + \frac{2032}{N} - 20.32} \quad (\text{Ec. 50})$$

En donde P_e es la precipitación efectiva en cm, P_m es la precipitación de la tormenta en cm, y N es el número de escurrimiento.

El número de escurrimiento es un indicador global de la cantidad de agua que será absorbida o transpirada por los suelos superficiales. Se obtiene como función del uso de la tierra, la cobertura vegetal y las condiciones de infiltración y transpiración del suelo superficial. En la Tabla 5-4 se presentan los valores de N para diferentes suelos y condiciones de uso.

El rango de aplicación de la ecuación 58, de acuerdo con Ven T. Chow, es para valores de:

$$P_m > \frac{508}{N} + 5.08 \quad (\text{Ec. 51})$$

Fuera de este intervalo se considera que la precipitación efectiva es igual a cero. También se revisa que la precipitación efectiva no ser mayor que la precipitación de la tormenta.

Tabla 5-4
Valores de N para diferentes tipos de suelo y usos de la tierra (cobertura)

USO DE LA TIERRA O CUBIERTA	CONDICIÓN DE LA SUPERFICIE	TIPO DE SUELO			
		A	B	C	D
Bosques (sembrados y cultivados)	Ralo, baja transpiración	45	66	77	83
	Normal, transpiración media	36	60	73	79
	Espeso o alta transpiración	25	55	70	77
Caminos	De tierra	72	82	87	89
	Superficie dura	74	84	90	92
Bosques Naturales	Muy ralo o baja transpiración	56	75	86	91
	Ralo, baja transpiración	46	68	78	84
	Normal, transpiración media	36	60	70	76
	Espeso, alta transpiración	26	52	62	69
	Muy espeso, alta transpiración	15	44	54	61
Descanso (sin cultivo)	Surcos rectos	77	86	91	94
Cultivo de surco	Surcos rectos	70	80	87	90
	Surcos en curvas de nivel	67	77	83	87
	Terrazas	64	73	79	82
Cereales	Surcos rectos	64	76	84	88
	Surcos en curvas de nivel	62	74	82	85
	Terrazas	60	71	79	82
Leguminosas (sembrada con maquinaria o al voleo) o potrero de rotación.	Surcos rectos	62	75	83	87
	Surcos en curvas de nivel	60	72	81	84
	Terrazas	57	70	78	82
Pastizal	Pobre	68	79	86	89
	Normal	49	69	79	84
	Bueno	39	61	74	80
	Curvas de nivel, pobre	47	67	81	88
	Curvas de nivel, normal	25	59	75	83
	Curvas de nivel, bueno	6	35	70	79
Potrero (permanente)	Normal	30	58	71	78
Superficie impermeable		100	100	100	100
CLASIFICACIÓN DE SUELOS (según afectan las características del material en el escurrimiento)					
Tipo A: (Eskurrimiento mínimo). Incluye gravas y arenas de tamaño medio, limpias, y mezclas de ambas.					
Tipo B: Incluye arenas finas, limos orgánicos e inorgánicos, mezclas de arena y limo.					
Tipo C: Comprende arena muy fina, arcillas de baja plasticidad, mezclas de arena, limo y arcilla.					
Tipo D: (Eskurrimiento máximo). Incluyendo principalmente arcillas de alta plasticidad, suelos poco profundos con subhorizontes casi impermeables cerca de la superficie					

5.4.4.2 Factores de inundación

La profundidad de inundación se calcula a partir de la precipitación efectiva, y *factores de inundación* que dependen principalmente de las condiciones topográficas del área de estudio. Los factores de inundación califican el potencial de un punto particular de ser inundado. En la Figura 5-2 se ilustran los factores de inundación de una zona particular.

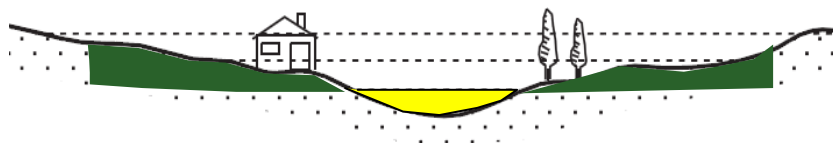


Figura 5-2
Figura que ejemplifica las regiones de ampliación en zonas bajas.

Con las definiciones de estos factores se pueden diferenciar 4 zonas de interés:

- 1) Zonas bajas o rodeadas de montañas con mayor peligro de inundación que asemejan cauces de ríos. Estas zonas se resaltan en la Figura 5-2 con color amarillo. El tirante de inundación es igual a la precipitación efectiva más un 50%.
- 2) Lugares cercanos a zonas bajas identificadas como cauces. El tirante de inundación es igual a la precipitación efectiva más un 20%. Estas zonas se resaltan en la Figura 5-2 con color verde.
- 3) Lugares con pendiente topográfica baja o plana. Se considera que el tirante de inundación es igual a la precipitación efectiva.
- 4) Lugares con pendiente topográfica alta. Se considera que no se presenta inundación.

A partir de la precipitación efectiva y los factores de inundación se estima aproximadamente el valor de la profundidad de inundación, considerando de manera general el tipo y uso del suelo y las condiciones topográficas.

5.4.5 Análisis detallado de inundaciones

Este modelo emplea una metodología que involucra los tres procesos más importantes en la estimación del peligro de inundación: *análisis hidrológico*, *análisis hidráulico* e *inundación de llanura*.

5.4.5.1 Análisis hidrológico

Se determina el caudal para cada escenario de inundación empleando la información de la cuenca en estudio, delimitando su cauce principal y empleando información de precipitación, diferentes tipos de escurrimiento de la región y topografía general de la cuenca. El procedimiento de análisis es el siguiente:

1. Con la información de precipitación neta para cada escenario de lluvia se obtienen las precipitaciones efectivas dentro de la cuenca empleando la ecuación de Chow del método simplificado (Ec. 50) y con los factores N de escurrimiento para la cuenca analizada.
2. Las precipitaciones efectivas dentro de la cuenca se suman para obtener el volumen de escurrimiento.
3. Para determinar los caudales se emplea el método del hidrograma unitario triangular con algunas adaptaciones para considerar el volumen de escurrimiento.
4. Con los volúmenes de cada escenario y con las características del hidrograma unitario se obtienen los hidrogramas de escurrimiento directo de cada evento, los cuales consideran la forma del hidrograma unitario con el gasto del evento analizado.

5.4.5.2 *Análisis hidráulico e inundación de llanura*

Para el análisis hidráulico y de inundación de llanura se requieren los datos del hidrograma de escurrimiento directo de cada evento, así como la delimitación de la zona de análisis. Se debe contar con topografía detallada que capture las características principales del cauce y las planicies de inundación con resolución suficiente. La calidad de los resultados dependerá de la calidad de esta topografía, por lo que es muy importante contar con la mejor resolución posible para la región de interés.

Los pasos de la aplicación del proceso de análisis hidráulico y de inundación de llanura son los siguientes:

1. Se selecciona un punto a partir del cual se llevará a cabo el análisis, este debe corresponder a un punto del cauce cercano a alguna población de interés o a la desembocadura de la cuenca ingresada.
2. Con la topografía detallada y el hidrograma de cada evento se aplica un algoritmo de flujo bidimensional, el algoritmo analiza cada celda de la topografía en varios instantes de tiempo.
3. Se almacenan los valores de inundación máxima para cada evento, con lo que se crea una malla de inundación por evento.

En éste procedimiento se ha seleccionado por simplicidad el método del hidrograma unitario triangular (Figura 5-3), para caracterizar los hidrogramas de entrada al cauce bajo análisis. Para aplicarlo se requiere conocer las características fisiográficas de la cuenca.

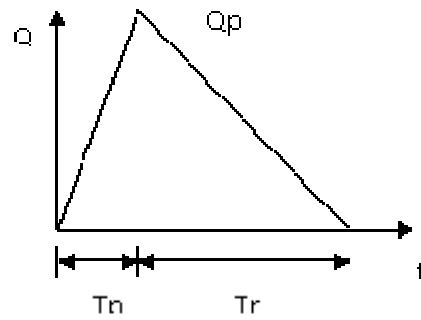


Figura 5-3
Modelo de hidrograma unitario triangular

El caudal pico se estima como:

$$Q_p = 0.566 \frac{hpeA}{nTp} \quad (\text{Ec. 52})$$

donde,

$$Tp = \frac{Tc}{2} + 0.6Tc \quad \text{para cuencas pequeñas} \quad (\text{Ec. 53})$$

$$Tp = \sqrt{Tc} + 0.6Tc \quad \text{para cuencas grandes} \quad (\text{Ec. 54})$$

$$n = 2 + \frac{A - 250}{1583.3} \quad \text{para cuencas donde } A \leq 250 \text{ km}^2 \text{ entonces } n = 2.0 \quad (\text{Ec. 55})$$

$$Tb = n Tp \quad ; \quad Tb = Tp + Tr \quad (\text{Ec. 56})$$

en donde hpe es la lámina de lluvia efectiva en mm, A el área de la cuenca en km^2 , Tc el tiempo de concentración en horas, Tp el tiempo pico en horas, Tr el tiempo de retraso en horas, Tb el tiempo base en horas y n el factor de corrección por área.

El hidrograma de escurrimiento directo se calcula al multiplicar cada una de las ordenadas del hidrograma unitario triangular por la lluvia efectiva, hpe , expresada en mm.

El tiempo de concentración puede calcularse aplicando la ecuación de Kirpich, la cual se expresa como:

$$t_c = 0.0003245 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.77} \quad (\text{Ec. 57})$$

en donde tc es el tiempo de concentración en horas, L es la longitud del cauce principal en m y S es la pendiente media del cauce principal.

Con la información del cauce y la topografía general se obtiene la pendiente media del cauce empleado el método de Taylor-Schwarz (Springal, 1970) la cual está dada por:

$$S = \left[\frac{L}{\frac{l_1}{\sqrt{S_1}} + \frac{l_2}{\sqrt{S_2}} + \dots + \frac{l_n}{\sqrt{S_n}}} \right]^2 \quad (\text{Ec. 58})$$

En donde la longitud del cauce principal L se divide en n número de segmentos de longitud l y para cada uno de ellos se calcula su pendiente S .

5.4.5.3 Modelo matemático de flujo bidimensional

El carácter dinámico de las inundaciones y la influencia del desplazamiento del agua hacia las zonas bajas, hacen necesario emplear modelos matemáticos que, por lo menos, incluyan ecuaciones de flujo en dos direcciones horizontales. El método propuesto considera un modelo numérico bidimensional con base en la ecuación de conservación de cantidad de movimiento y en la ecuación de continuidad; en ellas las velocidades corresponden a su valor promedio en la vertical. Se considera el flujo sobre una región con o sin agua.

Las ecuaciones dinámicas que describen la *conservación de cantidad de movimiento* son:

$$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{n^2 |u| u}{h^3} = -\frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\partial z}{\partial x} \quad (\text{Ec. 59})$$

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{n^2 |v| v}{h^3} = -\frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\partial z}{\partial y} \quad (\text{Ec. 60})$$

en donde u y v son las componentes de la velocidad en las direcciones x y y respectivamente, n es el coeficiente de rugosidad según la fórmula de Manning, h es el nivel de la superficie libre del agua con respecto al nivel del terreno natural y t es el tiempo.

El principio de la conservación de masa (*ecuación de continuidad*) en dos dimensiones horizontales establece que:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} uh + \frac{\partial}{\partial y} vh = 0 \quad (\text{Ec. 61})$$

El área (en proyección horizontal) de la llanura a inundarse se divide en celdas de forma rectangular de largo Δx y ancho Δy . Para calcular el flujo de agua en una planicie de inundación se debe resolver el sistema de ecuaciones diferenciales conformado por las ecuaciones anteriores y considerando ciertas condiciones iniciales y de frontera.

Por las características detalladas de este método de análisis se recomienda revisar muy bien la información antes de su aplicación, ya que es un proceso que demanda un tiempo de cómputo considerable.

6 Modelo de evaluación de amenaza por deslizamientos

6.1 Introducción

En la práctica de la ingeniería, es común definir la estabilidad de una ladera en términos de un factor de seguridad (*FS*) obtenido a partir de un análisis matemático de estabilidad. Sin embargo, no todos los factores que afectan la estabilidad de un talud se pueden cuantificar como para incluirlos en un modelo matemático. Por lo tanto, hay situaciones en las cuales un enfoque particular no produce resultados satisfactorios. A pesar de las debilidades de un modelo simplificado, determinar el factor de seguridad asumiendo superficies probables de falla, permite contar con información muy útil para la toma de decisiones.

6.1.1 Equilibrio límite y factor de seguridad

Los métodos de equilibrio límite están basados en suponer, o encontrar, una superficie de falla en la cual se presentan condiciones críticas de estabilidad que pueden caracterizarse mediante el factor de seguridad. Este tipo de análisis requiere información sobre la resistencia del suelo, pero no requieren en general información sobre la relación esfuerzo – deformación. El sistema de equilibrio límite supone que en el caso de una falla, las fuerzas actuantes y resistentes son iguales a lo largo de toda la superficie de falla, y equivalentes a un factor de seguridad 1.0. El análisis se puede realizar estudiando directamente la totalidad de la longitud de la superficie de falla o dividiendo la masa deslizada en tajadas o dovelas. Generalmente, los métodos son iterativos y cada uno ofrece diferentes grados de precisión.

El factor de seguridad se emplea para conocer cuál es el factor de amenaza frente a una posible falla del talud, en las peores condiciones del comportamiento para las cuales se diseñó. Fellenius (1972) presentó el factor de seguridad como la relación calculada entre la resistencia al corte real del material en el talud, y los esfuerzos cortantes críticos que tratan de producir la ruptura, a lo largo de una superficie supuesta.

$$F.S. = \frac{\text{Resistencia al corte}}{\text{Esfuerzo cortante}} \quad (\text{Ec. 62})$$

En superficies circulares, en donde existe un centro de giro y momentos resistentes y actuantes, la expresión es la siguiente:

$$F.S. = \frac{\text{Momento resistente}}{\text{Momento actuante}} \quad (\text{Ec. 63})$$

De esta manera se procede a estudiar un cuerpo libre, partiendo de las fuerzas actuantes y de las fuerzas resistentes que se requieren para establecer el equilibrio. Al calcular la fuerza resistente, se compara con la fuerza disponible o resistente proporcionada por el suelo o la roca y se obtiene con esto una indicación del Factor de Seguridad. Este parámetro se utiliza

como indicador general de la susceptibilidad al deslizamiento en una ladera determinada y por lo tanto como un índice adecuado de amenaza (usualmente a través del inverso del factor de seguridad, para que sea creciente con un mayor valor de amenaza).

6.2 Metodologías de cálculo

Existen diferentes metodologías para el cálculo de la estabilidad de laderas, las cuales se diferencian principalmente por el tipo de geometría de la superficie de ruptura que consideran, y por el tipo de parámetros y procesos que se involucran en el análisis. La Tabla 6-1 presenta un resumen de las principales metodologías existentes para el cálculo de factores de seguridad.

Tabla 6-1
Métodos de análisis de estabilidad de taludes
(Fuente: Universidad de Costa Rica. Escuela de Ingeniería Civil. IC-809 Ingeniería Geotécnica)

Método	Superficies de Falla	Equilibrio	Características
Talud Infinito	Plana	Fuerzas	Supone relación profundidad/longitud del talud muy pequeña
			Supone perfil de suelo de un solo estrato
			Procedimiento simple
			Impreciso para la mayoría de taludes reales
Planar	Plana	Fuerzas	Para casos especiales de taludes con capas superficiales de suelo delgadas
			Considera características geométricas básicas del talud
			Procedimiento simple
Ordinario o de Fellenius (Fellenius, 1972)	Circulares	Fuerzas	No tiene en cuenta fuerzas entre dovelas
			No satisface equilibrio para dovelas individuales
			Procedimiento simple
			Impreciso para taludes planos con alta presión de poros
			Factores de seguridad bajos
Bishop simplificado (Bishop, 1955)	Circulares	Momentos	Fuerza cortante entre dovelas igual a cero.
			Solución sobredeterminada

6. Modelo de Evaluación de Amenaza por Deslizamientos

Método	Superficies de Falla	Equilibrio	Características
Janbú simplificado (Janbú, 1968)	Circulares	Fuerzas	Fuerza cortante entre dovelas igual a cero.
			Solución sobredeterminada
			No satisface completamente equilibrio de momentos
			Involucra factor de corrección F_0 para inexactitudes en equilibrio
			Factores de seguridad bajos
Sueco modificado. U.S. Army Corps of Engineers (1970)	Cualquier geometría de falla	Fuerzas	Fuerzas direccionadas paralelamente a la superficie del terreno
			Factores de seguridad altos
Lowe y Karafiath (1960)	Cualquier geometría de falla	Fuerzas	Fuerzas con dirección igual a la dirección promedio de la superficie del terreno y base de las dovelas
			No satisface equilibrio de momentos
			Método más preciso de equilibrio de fuerzas
Spencer (1967)	Cualquier geometría de falla	Momentos y fuerzas	Dirección de fuerzas laterales iguales en las dovelas
			Satisface equilibrio estático al asumir una fuerza entre tajadas con inclinación constante desconocida
Morgenstern y Price (1965)	Cualquier geometría de falla	Momentos y fuerzas	Fuerzas laterales bajo sistema predeterminado
			Satisface equilibrio estático al asumir una fuerza entre tajadas con inclinación variable según una función arbitraria
Sarma (1973)	Cualquier geometría de falla	Momentos y fuerzas	Magnitudes de fuerzas verticales bajo sistema predeterminado
			Cálculo de un coeficiente sísmico requerido para generar falla, a partir del método de dovelas
			Satisface equilibrio
			Superficie de falla resultante muy diferente a la obtenida por métodos convencionales
Elementos Finitos	Cualquier geometría de falla	Analiza esfuerzos y deformaciones	Satisface equilibrio
			Obtención de esfuerzos y deformaciones en todos los nodos
			No se obtiene factor de seguridad
Espiral Logarítmica	Espiral Logarítmica	Momentos y fuerzas	Existen diferentes métodos con diversas condiciones de equilibrio

La forma de la superficie de falla está condicionada a las características geológicas de los materiales, presentándose fallas de tipo traslacional, planar, circular, y curvas no circulares. En algunos casos es necesario emplear combinaciones de las anteriores formas para definir de manera más precisa la superficie de falla esperada. La Tabla 6-2 resume las condiciones geológicas que influyen en el desarrollo de determinada superficie de falla.

Tabla 6-2
Factores geológicos que controlan la generación de superficies de falla probables
(Fuente: Universidad de Costa Rica. Escuela de Ingeniería Civil. IC-809 Ingeniería Geotécnica)

Condiciones Geológicas	Superficie de falla probable
- Suelos no cohesivos	Traslacional, con relación pequeña de profundidad/longitud
- Suelos residuales o coluviales, sobre roca	
- Suelos arcillosos firmes, con alta presencia de grietas, zonas lluviosas	
- Bloque deslizante	Superficie planar
- Material rocoso fallado o altamente fisurado	
- Suelos cohesivos duros, intactos, y sobre pendientes inclinadas	
- Presencia de capas intercaladas de rocas sedimentarias, zonas lluviosas	
- Suelos arcillosos duros fisurados	
- Suelos altamente estratificados	
- Rellenos de material de piedemonte, sobre materiales de origen coluvial	
- Capas gruesas de material residual o coluvial	Superficie curva, generalmente circular
- Arcillas blandas de origen lacustre	
- Suelos cohesivos blandos	

6.3 Modelos computacionales

Existe gran cantidad de modelos computacionales para el cálculo de la estabilidad de taludes. Los modelos se basan en el desarrollo de metodologías analíticas complejas para el análisis de amenaza por deslizamiento, a partir de refinaciones y aproximaciones detalladas para resolver el problema de la estabilidad estática (pseudo-estática) y dinámica. Algunos métodos se basan en la solución, por medio de estructuraciones particulares, del método de elemento finito, mientras otros emplean el análisis del equilibrio límite. La Tabla 6-3 presenta un resumen de las metodologías analíticas principales recientemente desarrolladas, y que han sido aplicadas en los sistemas computacionales. La Tabla 6-4 resume algunas de las herramientas y software comerciales y académicos más conocidos.

Tabla 6-3
Modelos analíticos para análisis de estabilidad

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
WOE	Método de los pesos de evidencia WOE (<i>del inglés, Weights-of-evidence</i>). Usado para combinar series de datos.	El modelo utiliza el logaritmo lineal de la probabilidad Bayesiana para estimar la importancia relativa de la evidencia, a través de medios estadísticos.	Estimación de importancia y combinación de datos. Los resultados del WOE dependen radicalmente de del número de eventos introducidos en el modelo (por ejemplo para la estimación de probabilidades) y de la calidad del mapa de deslizamientos.	Thiery, J.-P. Malet, S. Sterlacchini, A. Puissant, O. Maquaire. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment.
ANP	El modelo de redes analíticas consiste en el control de jerarquías, agrupaciones, elementos, interrelación entre los elementos, e interrelación entre las agrupaciones. Está representado por una estructura en red indicando todas las dependencias entre las agrupaciones y determinando las direcciones de influencia.	El modelo está relacionado con la estimación y comparación de pesos de evidencia	Mapa de amenazas de estabilidad de laderas.	K.M. Neaupane, M. Piantanakulchai. Analytic network process model for landslide hazard zonation.
ANN	Modelo de redes neuronales artificiales ANN (<i>del inglés Artificial Neural Network</i>). Es una especie de técnica indirecta de mapeo, la cual permite implementar "modelos de caja negra" de forma similar a otros modelos estadísticos.	Utiliza técnicas de percepción multicapa MLP (<i>del inglés Multilayered Perception</i>) y redes neuronales probabilísticas PNN (<i>del inglés Probabilistic Neural Network</i>). Estas técnicas hacen parte de los "modelos de caja negra" y se desarrollan con base en formulaciones estadísticas.	Es un modelo para analizar susceptibilidad a deslizamientos. determinación indirecta de parámetros de activación (Aleotti et al., 1996; Mayoraz et al., 1996) y también de deslizamientos susceptibles a mapeo mediante factores físicos del terreno (Lee et al., 2001; Fernández-Steeger et al., 2002).	Leonardo Ermini, Filippo Catani, Nicola Casagli. Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
LFEM	Modelo casi- tridimensional usado para reproducir procesos dinámicos causados por deslizamientos.	Método Lagrangiano de elementos finitos LFEM (<i>del inglés Lagrangian Finite Element Method</i>). Se usa en conjunto con un Sistema de Información Geográfica.	Reproducción de procesos dinámicos, también puede ser aplicado para una zonificación preliminar de amenazas y para gestión del uso del suelo en áreas montañosas.	H. Chen, C.F. Lee. A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes.
DEM	DEM es un Modelo de Elevación Digital (<i>del inglés Digital Elevation model</i>)	Propone un método de predicción para áreas susceptibles a deslizamientos con base en el modelo digital del terreno. El modelo se fundamenta en la formulación matemática del índice topográfico de susceptibilidad, el cual involucra el ángulo del talud y el área específica. Además combina un modelo hidrológico con un modelo de estabilidad de laderas.	Áreas susceptibles a deslizamientos	T. Iida. A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm.
SHALSTAB	Modelo para predecir las zonas propensas a deslizamientos de tierra e inestabilidad de laderas (<i>del inglés Shallow Stability</i>).	El modelo se basa en el concepto de talud infinito, el cual define los esfuerzos normales y cortantes en el plano de falla; este es usado especialmente cuando el espesor del suelo es mucho más pequeño que la longitud del talud y cuando el plano de esfuerzos es aproximadamente paralelo a la superficie del talud.	Para ejecutar el modelo se requiere de un modelo digital del terreno. El resultado de correr el modelo será una localización de las áreas propensas a deslizamientos	Roberto A. T. Gomes et al. Identification of the affected areas by mass movement through a physically based model of landslide hazard combined with an empirical model of debris flow.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
CHASM	Modelo combinado de hidrología y estabilidad de taludes, para la evaluación de deslizamientos. El código del programa está desarrollado en UNIX usando Fortran '77, también puede ser implementado en C++ con adición de una interfaz gráfica.	El componente hidrológico del modelo soluciona la ecuación de Richard para flujo subterráneo saturado y no saturado para obtener los cambios en el tiempo de la cabeza de presión sobre el terreno. Las condiciones hidrológicas generadas se usan como entrada para los cálculos de equilibrio límite en los que se hallan los factores de seguridad.	Factores de seguridad y condiciones hidrológicas del suelo	Paul L. Wilkinson, Malcolm G. Anderson, David M. Lloyd, Jean-Philippe Renaud. Landslide hazard and bioengineering: towards providing improved decision support through integrated numerical model development.
MEA	Análisis de la entropía mínima MEA (<i>del inglés minimum entropy analys</i>).		Proporciona un criterio cuantitativo para la selección de variables relevantes en el problema de inestabilidad de laderas. Con este método se pueden analizar diversos datos geofísicos y geológicos, en los que la irrelevancia de las mediciones disponibles puede oscurecer el entendimiento del sistema físico. Aplicable por ejemplo a ocurrencia de flujos de escombros.	Chien-chih Chen, Chih-Yuan Tseng, Jia-Jyun Dong. New entropy-based method for variables selection and its application to the debris-flow hazard assessment.
FUZZY-SET	Fuzzy-set es un modelo que establece relaciones espaciales entre las ocurrencias de deslizamientos de tierra y observaciones explicativas.	Fuzzy-set emplea funciones de probabilidad, con combinaciones categóricas y continuas de los datos. Se trabaja mediante subdivisiones espaciales y temporales de los sucesos y de la zona de estudio, lo cual posee un limitante, puesto que dichas subdivisiones se hacen al azar, aumentando la incertidumbre asociada a la predicción de resultados.	Mapa de predicción de amenazas	Chang-Jo Chung, Andrea G. Fabbri. Predicting landslides for risk analysis — Spatial models tested by a cross-validation technique.

Modelo	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
PTDDSSA	El análisis probabilístico tridimensional de estabilidad de taludes PTDDSSA (<i>del inglés Probabilistic Three-Dimensional Dynamic Slope Stability Analysis</i>).	Análisis probabilísticos	El programa puede analizar laderas y taludes ubicados en depósitos de varios estratos a corto plazo y largo plazo. Este programa es capaz de obtener los factores de seguridad estáticos y dinámicos, así como los desplazamientos inducidos por sismos y las probabilidades de falla.	A.S. Al-Homoud, W.W. Tahtamoni. Reliability analysis of three-dimensional dynamic slope stability and earthquake-induced permanent displacement.

Tabla 6-4
Sistemas Computacionales para análisis de estabilidad

Programa	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
SLOPE/W de GEO-SLOPE	Es un software de estabilidad de taludes que calcula el factor de seguridad en taludes de suelo y de roca. Con SLOPE/W se pueden analizar problemas simples y complejos para una gran variedad de superficies de deslizamiento, condiciones de presión de poros, propiedades del suelo, métodos de análisis y condiciones de carga.	Calcula esfuerzos por análisis de elementos finitos y por equilibrio límite. El análisis estabilidad de taludes se puede realizar utilizando parámetros de entrada determinísticos o probabilísticos.	Factor de seguridad en taludes de suelo y de roca	http://www.geo-slope.com/products/slopew2007.aspx
SLOPE 2009 de GEOSTRU	Programa para el análisis de la estabilidad de taludes en suelos con y sin cohesión	Equilibrio límite Método de Fellenius; Método de Bishop; Método de Janbu; Método de Bell; Método de Sarma; Método de Spencer; Método de Morgenstern y Price; Elementos Discretos: método de cálculo que permite obtener factores de seguridad locales (por cada elemento que constituye el talud) y movimientos.	Con este software es posible conocer los movimientos del suelo, evaluar la rotura progresiva, aplicar varios modelos de relación esfuerzo/deformación.	http://www.geostru.com/Espanol/Software/Slope.htm
GEO5 Slope Stability	El programa analiza la estabilidad de los estratos del talud.	La superficie antideslizante es considerada como circular (Método del Obispo o de Petterson) o poligonal (Método de Sarma).		http://www.finesoftware.eu/geotechnical-software/slope-stability/

Programa	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
STABL	es un programa diseñado en FORTRAN para la solución de problemas de estabilidad de laderas en dos dimensiones	Equilibrio límite. Utiliza técnicas aleatorias para la generación de potencial de falla de las superficies para la determinación posterior de la superficie crítica y sus correspondientes factores de seguridad. Una de las técnicas es mediante falla circular; otra, en bloques deslizantes, y una tercera, con superficies irregulares de forma aleatoria.		http://www.ecn.purdue.edu/STABL/
STABLE	Realiza análisis de la estabilidad de laderas	Bishop, Morgenstern-Price y Sarma.		http://www.geotechnicaldirectory.com/page/Software/Slope_stability_(soil)_.html
LISA	LISA (<i>del inglés Level / Stability Analysis</i>) permite el análisis de estabilidad de laderas	Utiliza la simulación de Monte Carlo y la ecuación del talud infinito.	Probabilidad de falla de taludes naturales.	http://forest.moscowsl.wsu.edu/engr/lisa0.html

Programa	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
GIS	Sistemas de Información Geográfica.	Se basa en sistemas de mapeo de susceptibilidad a deslizamientos. El sistema se integra con bases de datos en formato vectorial o ráster. La superficie crítica de deslizamiento se encuentra por minimización del factor de seguridad 3D usando simulación aleatoria de Monte Carlo.	Pueden usarse para identificar deslizamientos de topografías complejas en 3D.	<p>Saro Lee. Application of Likelihood Ratio and Logistic Regression Models to Landslide Susceptibility.</p> <p>H.L. Perotto-Baldiviezo et al. GIS-based spatial analysis and modeling for landslide hazard assessment in steeplands, southern Honduras.</p> <p>Andrea G. Fabbri et al. Is Prediction of Future Landslides Possible with a GIS?</p> <p>XIE Mowen. Spatial three-dimensional landslide susceptibility mapping tool and its applications.</p> <p>Cees J. Van Westen. The Modelling of Landslide Hazards Using Gis.</p> <p>A. Carrara et al. Use of GIS Technology in the Prediction and Monitoring of Landslide Hazard.</p> <p>Biswajeet Pradhan et al. Utilization of Optical Remote Sensing Data and GIS Tools for Regional Landslide Hazard Analysis Using an Artificial Neural Network Model.</p> <p>GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk.</p>
3-DSlopeGIS	Es un programa computacional que usa un Sistema de Información Geográfica (ArcObjects de ESRI) para realizar el análisis espacial del SIG y realizar gestión de datos efectiva en el problema del talud 3D.	Los posibles deslizamientos son identificados con base en simulación de Monte Carlo. Este problema puede ser fácilmente estudiado usando análisis espacial, manejo de datos y visualización de SIG, para procesar datos de pendientes complicadas, mediante una interfaz gráfica amigable para el usuario.	El sistema ha sido usado en planeación urbana, en predicción de posibles deslizamientos con base en un desastre anterior y para generar mapas de deslizamientos.	<p>Mowen Xie et al. GIS-Based Probabilistic Mapping of Landslide Hazard Using a Three-Dimensional Deterministic Model.</p>

Programa	Descripción	Método de cálculo	Resultados	Referencias
ArcSDM	Es una extensión del software ArcView GIS.		Desarrollar modelos de predicción espacial empleando bases de datos regionales. Los mapas de evidencia de las bases de datos geológicas y geomorfológicas son usados para generar mapas que muestran susceptibilidad a inestabilidad de laderas.	S. Poli and S. Sterlacchini. Landslide Representation Strategies in Susceptibility Studies using Weights-of-Evidence Modeling Technique
STONE	Programa para simulación tridimensional de caída de rocas. Utiliza tecnología SIG para manipular información temática existente en formato digital.	El programa requiere como dato de entrada un modelo digital del terreno, la locación de las áreas de caída de rocas, el coeficiente de fricción dinámico usado para simular las pérdidas de velocidad durante la caída y los coeficientes de restitución normal y tangencial de la energía en los puntos de impacto. El programa permite la variabilidad natural de la entrada de datos mediante la utilización de un componente aleatorio.	Genera mapas simples usados para evaluar amenazas por caída de rocas. El ráster de salida incluye el conteo de las trayectorias de caída de las rocas, la velocidad máxima y la altura máxima calculadas para cada celda. Los vectores de salida incluyen las trayectorias planas y tridimensionales de la caída de rocas.	Fausto Guzzetti et al. STONE: a computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls.
SOM Tolbox	Es un tipo especial de red neural que puede transformar los datos en agrupaciones visualmente descifrables. Básicamente el SOM es una herramienta de visualización, agrupación y proyección.		Existe una serie de técnicas de visualización que ofrece la herramienta SOM: diagramas de dispersión, histogramas de impacto, análisis de trayectoria, entre otros. Su ejecución puede llevarse a cabo en MATLAB.	M.D. Ferentinou, M.G. Sakellariou. Computational intelligence tools for the prediction of slope performance.

6.4 Modelo analítico propuesto

6.4.1 Generalidades

El objetivo principal del análisis probabilístico de amenazas es proporcionar la información necesaria de amenazas con el fin de calcular en forma confiable los diferentes parámetros probabilísticos relacionados con las pérdidas y efectos de los diferentes fenómenos naturales, para diferentes periodos de retorno. El periodo de retorno de análisis se vincula por lo general al periodo de retorno del fenómeno detonante, en este caso los terremotos.

Para el análisis de amenaza por deslizamientos, se construye un conjunto de eventos a partir de todos los escenarios de eventos estocásticos de terremoto que puedan llegar a detonar deslizamientos. Para considerar el efecto de las lluvias y el posterior aumento de la humedad del suelo, se consideran escenarios de saturación de los depósitos superficiales potencialmente deslizables, y sus correspondientes frecuencias anuales de ocurrencia. El análisis se realiza entonces mediante la detonación de terremotos característicos de la amenaza sísmica de la región, bajo diferentes condiciones de humedad del suelo. El escenario de amenaza por deslizamiento resultante estará asociado con una frecuencia de ocurrencia particular, dependiente de las frecuencias de ocurrencia de los escenarios sísmico y de humedad.

Como parámetro de intensidad de amenaza básico se selecciona el inverso del factor de seguridad, el cual se referirá como factor de inseguridad. Esto con el fin de contar con un parámetro que sea creciente con el nivel de amenaza por deslizamiento que se obtenga.

Esta metodología permite agrupar las pérdidas estimadas por deslizamientos al grupo general de eventos asociados a deslizamientos independientemente de cuál pudiera ser el evento detonante, o a las pérdidas asociadas a eventos específicos, en cuyo caso se presentarán no solo pérdidas asociadas a deslizamientos sino también al movimiento del terreno y otros.

6.4.2 Selección

Dada la complejidad del fenómeno de inestabilidad de taludes, las numerosas metodologías existentes para la evaluación de la susceptibilidad, la heterogeneidad del fenómeno en lo que se refiere a los estilos de falla o ruptura, y la dificultad en la obtención de información detallada para la caracterización de las condiciones que inducen el fenómeno, se seleccionaron cuatro modelos de evaluación de amenaza, cada uno aplicable para diferentes niveles de resolución de información. Los modelos seleccionados son ampliamente aceptados por la comunidad científica internacional, y representan el estado del arte en la evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos.

6.4.3 Procedimiento de análisis

La Figura 6-1 presenta un diagrama de flujo del modelo de análisis por deslizamiento. La metodología propuesta incluye los siguientes pasos principales:

- (1) Conformación y adecuación de toda la información requerida, incluyendo la información topográfica basada en el modelo de elevación digital (MDE), información geológica y geomorfológica, información de suelos, información de usos de la tierra, aguas freáticas o subterráneas, coberturas del suelo, etc.
- (2) Selección de las áreas críticas en función de la densidad de eventos en el pasado y según la susceptibilidad geológico-geotécnica. Los principales factores a tomar en cuenta para la zonificación son:
 - Evidencia de deslizamientos pasados.
 - Presencia de rocas arcillosas y lutíticas con desarrollo de perfiles de meteorización paralelos al terreno, así como perfiles de meteorización local de mayor profundidad en algunas unidades de lutita (falla rotacional).
 - Existencia de rocas de mayor dureza (areniscas, conglomerados), tanto del Cretácico como del Terciario, que presenten mecanismos de ruptura dominados por la configuración estructural (diaclasas, buzamiento desfavorable). Este mecanismo puede presentarse también en lutitas y arcillolitas con buzamiento desfavorable.
 - Presencia de depósitos coluviales que puedan originar fallas de tipo rotacional y también planar en el contacto con la roca.
 - Factores detonantes primordiales, como por ejemplo el efecto de cortes en tramos viales, la acción del agua y erosión/socavación.
 - Evidencias y efectos de deforestación intensiva, y sobrecargas excesivas en la corona de los taludes.
 - Características adicionales de las formaciones geológicas encontradas.
 - Mapa de pendientes topográficas.
- (3) Evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos: teniendo en cuenta la alta heterogeneidad en cuanto a los materiales, condiciones topográficas, cobertura vegetal y estilos de ruptura de laderas, se proponen cuatro diferentes métodos de evaluación de la estabilidad, de tal manera que sea posible aplicar a cada caso de análisis el que mejor describa las condiciones de deslizamiento esperadas. Los métodos propuestos son:
 - Método de Mora-Vahrson
 - Método de Newmark
 - Método de falla plana
 - Método detallado de falla rotacional

Cada uno de estos métodos requiere un nivel de detalle diferente en lo que se refiere a la información de entrada. Una vez seleccionado el modelo que mejor se ajusta a las

condiciones de la región bajo análisis y a la disponibilidad de información, la aplicación del modelo requiere los siguientes pasos:

- Seleccionar las condiciones de humedad (nivel freático) y sus frecuencias anuales de ocurrencia.
 - Seleccionar el conjunto de eventos sísmicos estocásticos detonantes calculados a partir de las condiciones de amenaza sísmica.
 - Evaluar la susceptibilidad a los deslizamientos en la zona de estudio para los diferentes eventos detonantes y para las condiciones de niveles freáticos seleccionados.
 - Generar un conjunto de escenarios estocásticos de deslizamiento, a partir del conjunto de escenarios detonantes determinados, expresando la amenaza en términos del factor de inseguridad.
- (4) Cada uno de los eventos de deslizamiento, definidos mediante mapas de factores de inseguridad o susceptibilidad a los deslizamientos, tiene asignado un nivel de probabilidad determinado por el evento detonante correspondiente, o la equivalente frecuencia de ocurrencia. Este corresponde al conjunto de eventos de deslizamiento para el análisis global de la amenaza y riesgo.

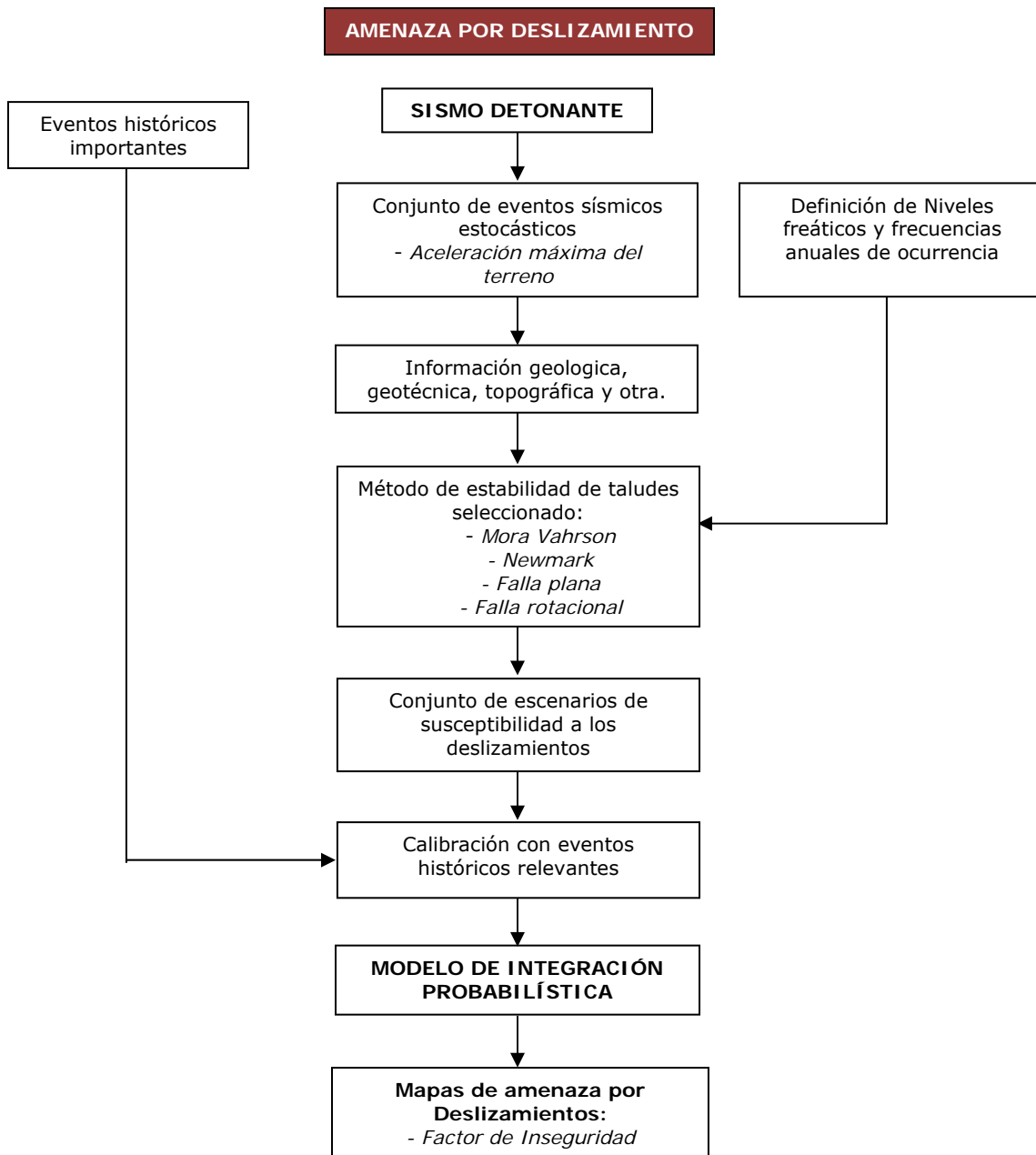


Figura 6-1
Diagrama de flujo del modelo de amenaza por deslizamiento

6.4.4 Susceptibilidad a los deslizamientos

A continuación se detallan los métodos de cálculo de estabilidad propuestos. Los métodos tienen diferentes alcances y requieren de diferentes niveles de detalle en los insumos de información.

6.4.4.1 Método Mora-Vahrson (1993)

Este método⁴ se puede definir como un método heurístico que utiliza indicadores morfodinámicos de los cuales generalmente la información se puede encontrar de manera sencilla. Al emplear este método, los resultados que se obtienen dependerán de indicadores denominados como *factores de susceptibilidad* como son la topografía del lugar, las condiciones litológicas y la humedad natural del suelo, de igual forma, se toman en cuenta otros indicadores conocidos como *factores de disparo* como es la intensidad sísmica. Los indicadores anteriormente descritos se combinan de acuerdo a un peso específico ponderado que define su grado de influencia obteniendo un valor relativo de la amenaza por deslizamientos.

Para poder determinar la amenaza con este método, se consideran cinco indicadores morfodinámicos, los cuales están agrupados en las dos categorías que se definieron anteriormente, estos son: el parámetro *de susceptibilidad* y el parámetro *de disparo*.

La combinación de los pesos relativos de estos parámetros se lleva a cabo mediante la siguiente ecuación.

$$Ad = Susc \cdot Disp \quad (\text{Ec. 64})$$

Donde *Ad* es la amenaza de deslizamientos, *Susc* es el parámetro de susceptibilidad y *Disp* el parámetro de disparo.

Cabe mencionar que el parámetro de susceptibilidad está definido como una combinación de los parámetros de la litología, de la pendiente del terreno y de la humedad del suelo a través de la siguiente expresión.

$$Susc = Rr \cdot L \cdot H \quad (\text{Ec. 65})$$

Donde *Rr* es el índice de influencia del relieve relativo, *L* el índice de influencia de las condiciones litológicas y *H* el índice de la humedad del suelo.

Si se quiere medir la susceptibilidad de la ocurrencia de un deslizamiento por sismo, el parámetro de disparo estará definido por la intensidad sísmica máxima *S*. Por lo tanto, la expresión para definir la amenaza de deslizamiento de taludes detonada por sismo se puede expresar como

$$Ad = (Rr \cdot L \cdot H) \cdot S \quad (\text{Ec. 66})$$

Los pesos que se asignan a cada uno de los índices involucrados en la ec. 64 se definen en Mora & Vahrson (1993). De la ecuación anterior, se considera importante mencionar que el

⁴ Ver referencia completa al final del documento

indicador R_r mide la rugosidad del terreno como la diferencia de las elevaciones máxima y mínima localizadas en un área de un kilómetro cuadrado.

Se debe tener muy presente que los resultados obtenidos con este método son de carácter cualitativo y solamente indican condiciones de relatividad al comparar las situaciones adyacentes unas con otras.

6.4.4.2 Método de falla plana

Éste método es aplicable a deslizamientos traslacionales, con características morfológicas particulares que permitan su modelación como talud infinito. En el deslizamiento de traslación, la masa de material se desplaza hacia abajo, a lo largo de una superficie más o menos plana o ligeramente ondulada y tiene muy poco o nada de movimiento de rotación o volteo. Un movimiento de rotación trata de autoestabilizarse, mientras uno de traslación puede progresar indefinidamente a lo largo de la ladera hacia abajo.

Los movimientos de traslación son frecuentes en zonas rocosas afectadas por discontinuidades, tales como fracturas, plegamientos, esquistosidad, con una orientación relativamente paralela al talud así como en laderas que tienen un espesor considerable de suelo o material detrítico en contacto con una zona de roca menos alterada. Esta condición, aunque no es la única, prevalece en muchos casos reales donde una capa intemperizada de suelo o roca sobreyace estratos más competentes, creándose una superficie de contacto que funciona como superficie de deslizamiento. En muchos deslizamientos de traslación, la masa se deforma y/o rompe y puede convertirse en flujo.

Keefer (1984, 2002) analiza datos de sismos ocurridos en el mundo y concluye que la gran mayoría de procesos de remoción asociados consisten en deslizamientos traslacionales superficiales, rotura en materiales frágiles, deslizamientos de rocas y caídas de rocas. Además, la gran mayoría de flujos de detritos se inician como deslizamientos traslacionales, ya sea superficiales o profundos, los cuales posteriormente sufren procesos de licuación a medida que avanzan sobre la pendiente (Gabet y Mudd, 2006).

Por lo tanto, la metodología presentada aquí hace referencia a los deslizamientos traslacionales y se asume que el volumen movilizado deriva en un flujo de detritos, el cual es un tipo de proceso que se considera de los más destructivos y que ha causado muchas muertes en diversas regiones del mundo (Alexander, 1989; Scout *et. al.*, 2005; Caballero *et. al.*, 2006).

El método de análisis de estabilidad de talud infinito (Taylor, 1948), ha sido ampliamente utilizado en la literatura técnica para zonificaciones regionales de peligro y riesgo (Van Westen y Terlien, 1996; Jibson *et al.*, 2000; Luzi *et al.*, 2000; Alcántara-Ayala, 2004). Esto se debe a la sencillez del método, a su fácil integración en un SIG además de que a escala regional es casi imposible la utilización de métodos más precisos, debido a la falta de datos geotécnicos y al desconocimiento de los mecanismos precisos de movimiento (Luzi *et al.*, 2000).

En las condiciones en las cuales se presenta una falla paralela a la superficie del talud, a una determinada profundidad y la longitud de la falla es larga comparada con su espesor, se puede utilizar en forma aproximada, el análisis de talud infinito (Figura 6-2). Es un método muy rápido y sencillo para calcular, suponiendo un talud largo con una capa de suelo, detritos o roca, en el cual cualquier tamaño de columna de material es representativo de todo el talud.

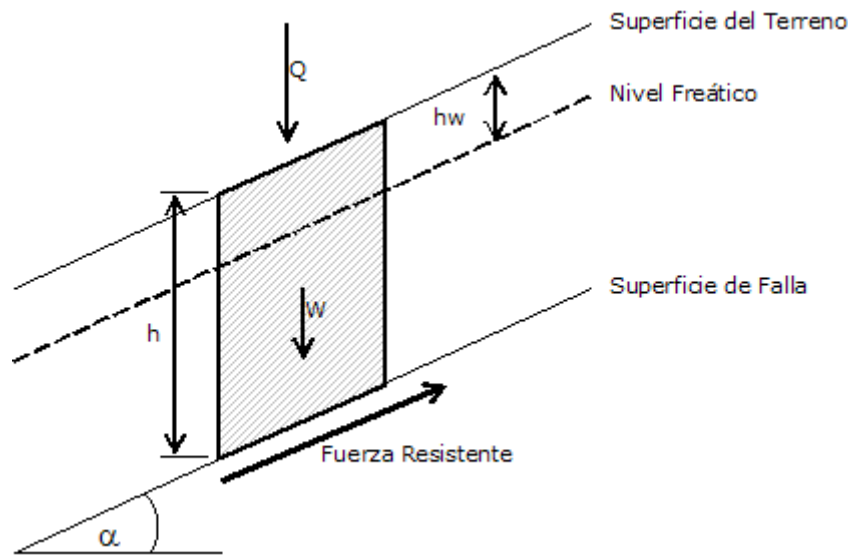


Figura 6-2
Esquema simplificado del método del talud infinito

El cálculo se hace por medio de un análisis celda por celda y calculando la relación entre las fuerzas actuantes y las resistentes a lo largo del plano de falla. En los cálculos se desprecia el efecto de la fuerza horizontal entre tajadas, el cual se anula en forma aproximada entre tajada y tajada.

Los términos que intervienen en los cálculos son los siguientes:

1. La altura del primer estrato que define el plano de deslizamiento y que está determinado según la información geotécnica obtenida.
2. La cohesión entre estratos, también definida por la información geotécnica.
3. El coseno y el seno del ángulo de la superficie con la horizontal, el cual depende de la topografía.
4. La aceleración sísmica, que está descrita por curvas de isoaceleración, según amenaza sísmica.

Las expresiones para el cálculo del factor de seguridad por el método de la falla plana son:

$$Fh = \gamma.l.b.h \quad (\text{Ec. 67})$$

la cual, también se puede expresar como

$$Fh = W.K / g \quad (\text{Ec. 68})$$

entonces:

$$FS = \frac{C / \gamma h + (1 - K \text{Sen} \alpha / g) \text{Cos} \alpha \text{Tan} \phi}{\text{Sen} \alpha + K \text{Cos} \alpha / g} \quad (\text{Ec. 69})$$

Donde:

α = Ángulo de inclinación del plano de falla

C = Cohesión del suelo

W = Peso del bloque deslizante

ϕ = Ángulo de fricción interna del suelo

γ = Peso específico del suelo

K = Factor de fricción estática

g = Aceleración gravitacional

6.4.4.3 Método de Newmark

Wieczorek *et al.* (1985) desarrollaron un criterio para evaluar la estabilidad de pendientes en una región sísmicamente activa, combinando la estabilidad del talud en estado estático y el análisis de falla de taludes sísmico desarrollado por Newmark (1965). En general, para modelar la respuesta dinámica de los taludes, se puede utilizar el método de los desplazamientos permanentes desarrollado por Newmark (1965). Este método posteriormente fue usado para analizar la estabilidad dinámica de laderas naturales (Jibson y Keefer, 1993) y para realizar evaluaciones regionales de peligro por deslizamientos inducidos por sismos, usando Sistemas de Información Geográfica, SIG (Jibson *et al.*, 2000).

El trabajo de Newmark consiste en modelar un desplazamiento como un bloque rígido y friccionante sobre un plano inclinado (Figura 6-3). El bloque tiene una aceleración crítica, a_c , que representa el umbral de aceleración requerido para superar la resistencia cortante y promover el desplazamiento.

El análisis de desplazamientos de Newmark no necesariamente predice los desplazamientos reales de los deslizamientos en campo, pero resulta una herramienta útil para definir el comportamiento de cualquier talud ante la acción de un sismo.

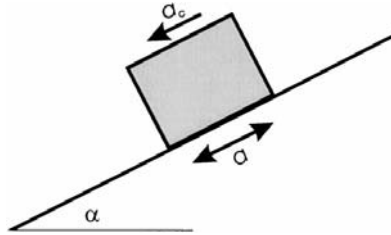


Figura 6-3
Esquema del bloque inclinado en el análisis de Newmark

La aceleración crítica es función del factor de seguridad estático y de la geometría del deslizamiento. Puede ser expresada como:

$$a_c = (FS - 1) \operatorname{sen} \alpha \quad (\text{Ec. 70})$$

donde a_c es la aceleración crítica (en términos de g , la aceleración de la gravedad), FS es el factor de seguridad en condiciones estáticas y α es el ángulo de inclinación del terreno.

El ángulo α en este caso, se refiere a la dirección en la cual se mueve el centro de gravedad de la masa cuando ocurre el deslizamiento. En análisis a escala regional, el valor del ángulo de empuje prácticamente es igual al ángulo de la pendiente de las laderas.

La estabilidad dinámica de las laderas, en el contexto del método de Newmark, está relacionada con la estabilidad en términos estáticos. Para el caso de análisis regionales de deslizamientos, se puede usar el método estático de equilibrio límite, basado en el talud infinito, considerando un comportamiento cohesivo y friccionante para todos los taludes analizados. De hecho, cuando se evalúa la estabilidad de las laderas en grandes áreas, no es posible usar métodos más exactos pues se desconocen las propiedades mecánicas de los materiales y la geometría de los deslizamientos (Luzi *et al.*, 2000).

Un análisis riguroso usando el método de Newmark, implica la integración doble de las partes de registros de aceleración-tiempo de sismos específicos, que excedan la aceleración crítica de los taludes. Para análisis regionales que implican la creación de mallas de determinada resolución dentro de un SIG, lo anterior resulta impráctico.

Para aplicar el método de Newmark en análisis de deslizamientos, Jaimes *et al.* (2008) desarrollan un procedimiento simplificado que incorpora una ecuación empírica para estimar el desplazamiento de Newmark (D_N) como una función de la intensidad del sismo y de la aceleración crítica (a_c). Las expresiones para sismos corticales y de subducción respectivamente son:

$$\log D_N = -0.7819 + \log \left[\left(1 - \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{2.2627} \left(\frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{-1.3779} \right] \pm 0.7351 \quad (\text{Ec. 71})$$

$$\log D_N = -1.2841 + \log \left[\left(1 - \frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{1.9518} \left(\frac{a_c}{a_{\max}} \right)^{-1.2786} \right] \pm 0.5882 \quad (\text{Ec. 72})$$

donde D_N es el desplazamiento en centímetros, a_c es la aceleración crítica y a_{\max} es la aceleración máxima del terreno (Jibson, 2007; Ambraseys y Menu, 1988).

Jibson (2007) y Ambraseys y Menu (1988) consideran el valor de desplazamiento, D_N , de 5 cm como un valor crítico, que caracteriza la falla de un talud y promueve su deslizamiento. Este valor conservador, representa taludes formados por rocas frágiles (Romeo, 2000). Jibson y Keefer (1993) definen el valor de D_N , de 5-10 cm, como un valor crítico para la falla en taludes limo-arcillosos y de 10 cm para taludes formados por suelos cohesivos. En resumen, valores de D_N dentro del rango de 5-10 cm, incrementan la probabilidad de falla de los taludes.

6.4.4.4 Método detallado de falla rotacional

Como método detallado para el análisis de la susceptibilidad al deslizamiento, aplicable en áreas o regiones relativamente pequeñas y con información detallada sobre las condiciones de susceptibilidad, se propone la utilización de un método de análisis tridimensional que tiene en cuenta posibles deslizamientos rotacionales en perfiles de suelo característicos de zonas con pendientes y depósitos susceptibles de inestabilidad. Los análisis se realizan teniendo en cuenta el modelo digital de elevación del terreno, el perfil de suelo característico de las zonas de estudio, las propiedades geotécnicas características del perfil de suelo definido y la caracterización de eventos detonantes a través de la definición de una profundidad estimada de nivel freático y/o de unas condiciones de amenaza sísmica.

El método resuelve el problema mecánico de estabilidad de taludes utilizando el método de tajadas de Bishop con una expansión a tres dimensiones sobre una superficie esférica. Con base en estos resultados se califica la susceptibilidad al deslizamiento como medida de la amenaza de cada punto de la malla de análisis definida. Los resultados se calibran mediante la identificación de los sitios críticos que presentan evidencias de alta susceptibilidad al deslizamiento, bien sea por estudios complementarios o por evidencias pasadas de deslizamientos. En la Figura 6-4 se muestra un esquema representativo del flujo de datos y procedimientos del modelo.

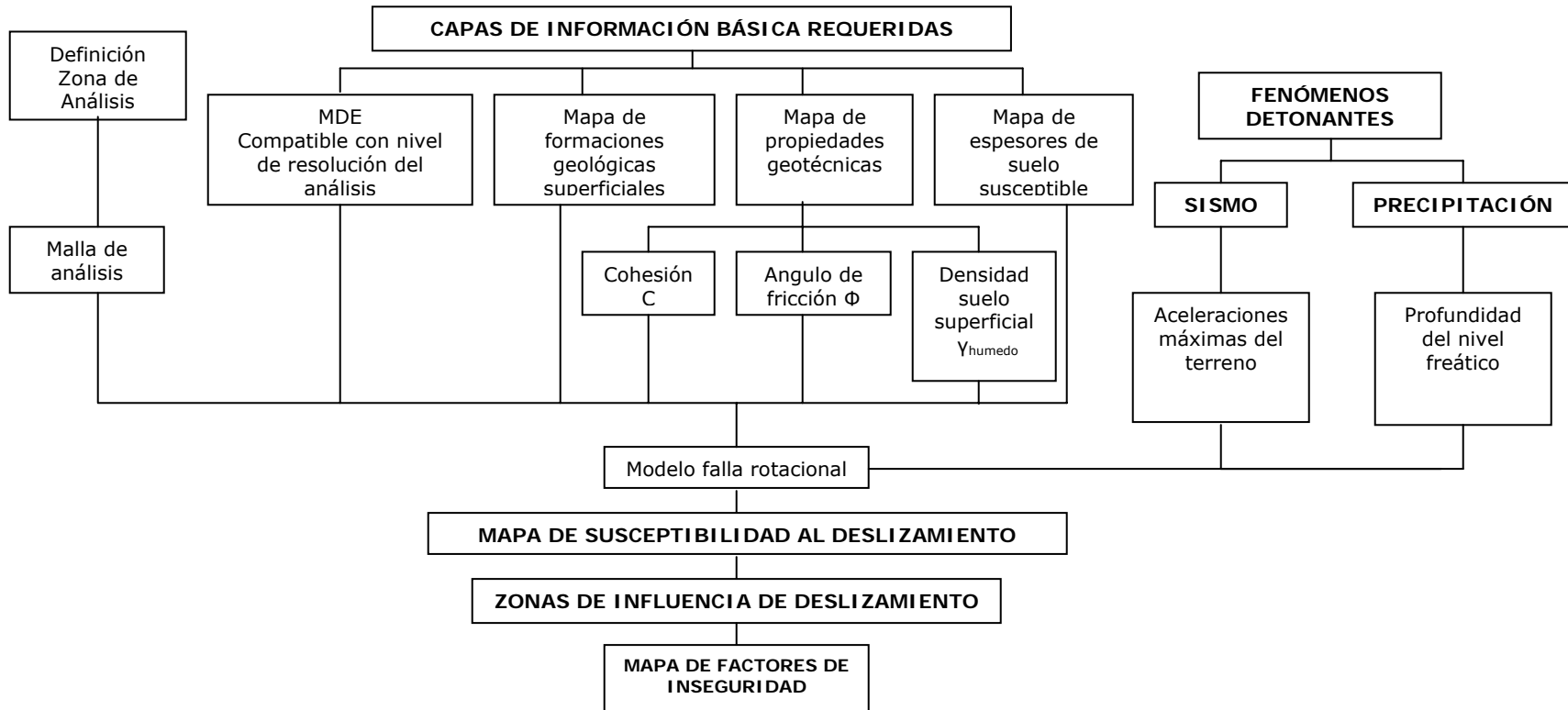


Figura 6-4
Metodología para el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos

Para el cálculo se utiliza un análisis de tajadas tridimensionales de una esfera cuyas variables geométricas son el radio y la elevación en el centro. Además se incluyen datos como el nivel freático, espesor, amenaza sísmica y parámetros geotécnicos los cuales afectan la estabilidad.

El primer paso en el cálculo consiste en colocar valores al radio y a la elevación en el centro con respecto a la superficie del terreno. La información es manipulada mediante la definición de una malla cuadrada con resolución variable como se muestra en la Figura 6-5.

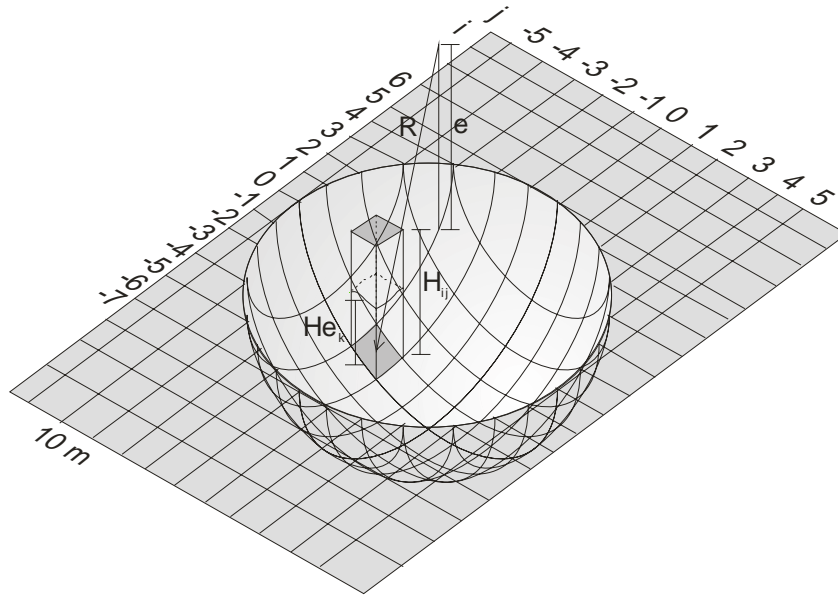


Figura 6-5
Superficie tridimensional de falla esférica

La altura para cada tajada se calcula como sigue

$$H_{ij} = \sqrt{R^2 - l^2(i^2 + j^2)} + ct_{ij} - ct_{00} - e \quad (\text{Ec. 73})$$

Donde:

H_{ij} = Altura de la tajada

R = Radio de la superficie plana

l = Lado de la celda

ij = Posicionadores

ct_{ij} = Elevación en el centro de la celda

ct_{00} = Elevación de la celda central

e = Elevación del centro de la esfera encima del terreno.

El momento resistente MR , se calcula como se muestra a continuación

$$|\vec{W}| = \sum_k \gamma_{ij}^k (S_r) H_{ij}^k \quad (\text{Ec. 74})$$

$$\vec{r}_N = (\sin \alpha_{ij} \cos \beta_{ij}, \sin \alpha_{ij} \text{sen} \beta_{ij}, \cos \alpha_{ij}) \quad (\text{Ec. 75})$$

$$\vec{N} = \vec{W} \cdot \vec{r} \quad (\text{Ec. 76})$$

$$MR = R \sum_{i,j} \left[\frac{c_{ij} (S_r)}{\cos \alpha_{ij}} + \left(|\vec{N}| - \frac{u_{ij}}{\cos \alpha_{ij}} \right) \tan \phi_{ij} \right] \quad (\text{Ec. 77})$$

Donde:

W = Peso de la tajada

γ_N = Vector en la dirección del radio

N = Fuerza normal a la superficie de la tajada

c_{ij} = Cohesión aparente por encima de la saturación

S_r = Grado de saturación del suelo

γ_{ij}^k = Peso unitario total de la capa k , la cual es función del grado de saturación

H_{ij}^k = Altura del estrato k

α_{ij} = Ángulo entre la vertical y el radio en el centro de la tajada

β_{ij} = Ángulo entre la proyección del radio en el plano horizontal y el eje x

ϕ_{ij} = Ángulo de fricción para la capa

u_{ij} = Presión de poros en la superficie de falla

$\vec{r}_N = \vec{r} =$

El momento resistente total se calcula como la suma de momentos resistentes de cada tajada. Este momento resistente es independiente de la dirección del deslizamiento.

El momento actuante MA , debe calcularse, considerando que es un problema tridimensional, y este depende de la dirección de deslizamiento. Por esta razón se usa el concepto de dirección de deslizamiento crítica, la cual se define como la dirección producida por el máximo momento actuante y está asociada con la dirección de la pendiente más alta, lo que significa que es directamente dependiente de la topografía. El momento actuante se calcula utilizando las Ecuaciones 68 a 72.

$$\vec{r}_T = (\cos \alpha_{ij} \cos \beta_{ij}, \cos \alpha_{ij} \text{sen} \beta_{ij}, \text{sen} \alpha_{ij}) \quad (\text{Ec. 78})$$

$$\vec{T} = \vec{W} \cdot \vec{r}_T \quad (\text{Ec. 79})$$

$$\vec{r}_D = (\cos \alpha_{ij} \cos \beta_{ij}^d, \cos \alpha_{ij} \text{sen} \beta_{ij}^d, \text{sen} \alpha_{ij}) \quad (\text{Ec. 80})$$

$$\vec{T}_d = \vec{T} \cdot \vec{r}_D \quad (\text{Ec. 81})$$

$$MA = R \sum_{ij} |T_d| \quad (\text{Ec. 82})$$

Donde:

r_T = Vector normal al radio en el plano formado por la vertical y el radio

r_D = Vector normal al radio en el plano de deslizamiento

T = Fuerza tangente a la superficie de la tajada

T_d = Fuerza tangente a la superficie de la tajada en el plano de la tajada (Figura 6-6)

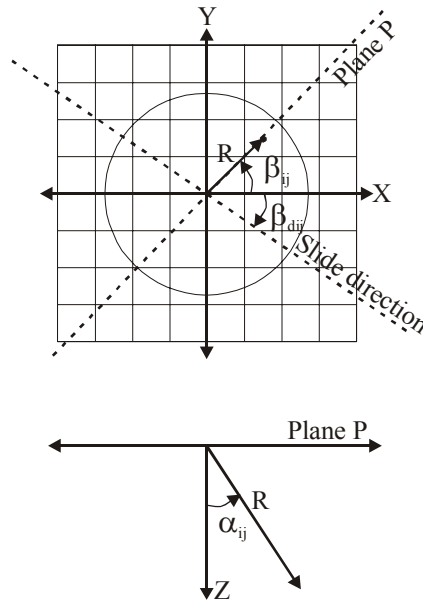


Figura 6-6.
Ángulos entre los planos

Finalmente, el factor de seguridad se calcula como

$$FS = \frac{MR}{MA} \quad (\text{Ec. 83})$$

El factor de seguridad crítico para la hipótesis de falla rotacional se obtiene como el valor mínimo obtenido luego de realizar diferentes iteraciones cambiando las siguientes variables: dirección predominante del deslizamiento, elevación del centro de la esfera de cálculo y radio de la esfera de cálculo. Estos parámetros varían rangos especificados por el usuario. Finalmente el factor de inseguridad, FI, se calcula como el inverso del FS:

$$FI = \frac{1}{FS} \quad (\text{Ec. 84})$$

7 Modelo de Evaluación de Amenaza Volcánica

7.1 Introducción

Los volcanes constituyen el único proceso que comunica la superficie de la tierra con los niveles profundos de la corteza terrestre; es decir, son el único medio para la observación y el estudio de los materiales líticos de origen magmático, que constituyen aproximadamente el 80 % de la corteza sólida. En la profundidad del Manto terrestre, el magma bajo presión asciende, creando cámaras magmáticas dentro o por debajo de la corteza. Las grietas en las rocas de la corteza proporcionan una salida para la intensa presión con lo cual se conforma una erupción con diversos materiales como vapor de agua, humo, gases, cenizas, rocas y lava, los cuales son lanzados a la atmósfera en el proceso.

7.2 Principales productos volcánicos

En el entorno a la actividad volcánica se generan diversos procesos eruptivos de potencial impacto en regiones aledañas. Los principales procesos son la caída de cenizas frías (ash/tephra), flujos piroclásticos, flujos de lava, flujo de escombros fríos o lahares y proyecciones balísticas.

7.2.1 Caída de cenizas

Este proceso se desarrolla por la expulsión a la atmósfera de fragmentos de material magmático (conocidos como tefras o piroclastos), impulsados por los gases ascendentes producidos durante algunas erupciones volcánicas. Esta masa de material es trasportada grandes distancias, dependiendo del viento predominante, y dispersada por la turbulencia atmosférica sobre grandes áreas, generando cambios climáticos en zonas distantes del evento eruptivo. A causa del enfriamiento y condensación de la masa de material, éste se deposita por acción de la gravedad sobre grandes extensiones de tierra, causando daños no solo de tipo climático sino también en propiedades y bienes de infraestructura expuesta. Los tefras son material volcánico fragmentado y se clasifican según su tamaño como se muestra en la Tabla 7-1.

*Tabla 7-1
Clasificación de tefras según su tamaño*

Tamaño (mm)	Clasificación
> 64	Bloques: forma angular a subangular Bombas: forma suave, a manera de bala
64 - 2	Lapilli
< 2	Ceniza

7.2.2 Flujos Piroclásticos

Los flujos piroclásticos están compuestos de material granular y gases eruptivos de elevada temperatura acumulados durante el proceso eruptivo en la columna de erupción, que por su alta densidad colapsa desplazándose ladera abajo por el edificio volcánico, alcanzando velocidades de flujo importantes, por lo cual es uno de los procesos eruptivos más destructivos que puedan llegar a generarse. Su curso es guiado generalmente por la topografía y puede alcanzar velocidades de hasta 200m/s y temperaturas de cientos de grados centígrados, detonando diversos materiales combustibles a su paso.

7.2.3 Flujos de lava

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida que dependiendo de la composición química y gases disueltos puede variar de viscosidad, y consecuentemente de velocidad y distancia cubierta por el flujo. Los principales factores que afectan la velocidad de los flujos de lava y las distancias que cubren dependen principalmente de las características del material expulsado, aunque también intervienen factores como la tasa de expulsión, pendiente topográfica y accidentes del terreno en el que es vertida la lava, y la forma o estructura del edificio volcánico. Por ejemplo, en los lugares en donde las erupciones se caracterizan por ser periódicas y muy viscosas, los flujos de lava no alcanzan mayores distancias y terminan acumulándose en capas para formar domos. Al igual que los flujos piroclásticos, los flujos de lava generan una destrucción casi total a lo largo del cauce de la corriente de flujo, pues las elevadas temperaturas calcinan cualquier elemento que se encuentre en la trayectoria, destruyendo incluso el mismo terreno el cual puede durar mucho tiempo en recuperarse.

La intrusión de los flujos de lava en depósitos de nieve o hielo puede generar lahares de gran magnitud, o la intrusión en depósitos de agua superficial puede generar, por la ebullición violenta, explosiones con desprendimientos de roca fundida.

7.2.4 Proyecciones balísticas

Las proyecciones balísticas son piroclastos expulsados por la boca eruptiva que por el tamaño y fuerza con la que son eyectados no son arrastrados por los gases ascendentes de la erupción, sino que adoptan cursos de proyectil alcanzando distancias de hasta algunos kilómetros.

7.2.5 Lahares o flujos de lodo

Los lahares son grandes flujos de agua, lodos, piedras y biomasa de diferentes tamaños que se mueven sobre las laderas de volcanes o cuencas de ríos. Estos pueden variar en tamaño, dependiendo de las condiciones del sitio en las que se producen. Los grandes lahares se desplazan a una velocidad considerable y alcanzan distancias importantes, afectando

grandes extensiones de territorio y generando efectos masivamente destructivos. Un ejemplo ilustrativo corresponde a la erupción del volcán Nevado del Ruiz, en Colombia, que en el año de 1985 generó un lahar de grandes proporciones por el derretimiento del glaciar que cubría la cima del volcán, afectando 5.000 viviendas y dejando sin vida a más de 23.000 personas en la población de Armero y 1500 en Chinchiná.

Los lahares pueden iniciarse por la acción eruptiva o térmica de un volcán a causa del deshielo rápido de cumbres cubiertas por nieve, la expulsión súbita de cuerpos de agua (e.g lagunas) ubicados en cráteres, lluvias intensas, actividad volcánica y freato-magmática. Este tipo de eventos generalmente sucede en estratovolcanes, que por su estructura de costados empinados, poco consolidados, conforman el escenario perfecto para la eventual generación de un lahar.

7.3 Índice de explosividad volcánica

En 1982 los vulcanólogos Newhall, C. del *U.S. Geological Survey* y S. Self de la *Universidad de Hawaii*, integraron tanto mediciones cuantitativas (volumen de masa expulsada, altura de la columna de humo) como cualitativas, para proponer un índice de explosividad volcánica VEI (del inglés *Volcanic Explosivity Index*). Este índice se compone de ocho clases en las cuales el índice aumenta con la magnitud de la erupción y el volumen de fragmentos de roca expulsados durante la misma. Al igual que la escala de Richter mediante la cual se miden las magnitudes sísmicas, el VEI asigna a cada uno de los niveles un orden de magnitud en factor de 10 al volumen de masa expulsada. En la Tabla 7-2 se describen cada uno de los niveles del índice planteado a la vez que se cita un ejemplo para cada uno de ellos.

Tabla 7-2
Descripción de la escala del Índice de Explosividad Volcánica - VEI
(fuente: <http://www.ngdc.noaa.gov>)

VEI	Altura columna de humo (km)	Volumen (m ³)	Descripción cualitativa	Tipo de Erupción	Recurrencia	Ejemplo
0	<0.1	1x10 ⁴	Suave	Hawaiana	Diaria	Kilauea
1	0.1-1	1x10 ⁶	Efusiva	Haw/Stromboliana	Diaria	Stromboli
2	1-5	1x10 ⁷	Explosiva	Strom/Vulcaniana	Semanal	Galeras, 1992
3	3-15	1x10 ⁸	Explosiva	Vulcaniana	Anual	Ruiz, 1985
4	10-25	1x10 ⁹	Explosiva	Vulc/Pliniana	Decenios	Galunggung, 1982
5	>25	1x10 ¹⁰	Cataclísmica	Pliniana	Siglos	St. Helens, 1981
6	>25 km	1x10 ¹¹	Paroxismal	Plin/Ultra-Pliniana	Siglos	Krakatau, 1883
7	>25 km	1x10 ¹²	Colosal	Ultra-Pliniana	1.000 años	Tambora, 1815
8	>25 km	>1x10 ¹²	Colosal	Ultra-Pliniana	10.000 años	Toba (73,000 AC)

El Programa de Vulcanismo Global (*Global Vulcanism Program*) del Smithsonian Institution de los Estados Unidos, presenta una estadística de las erupciones ocurridas en los últimos 10.000 años hasta 1994 clasificadas de acuerdo con el VEI. En la Figura 7-1 se presentan la distribución de este grupo de erupciones clasificadas de acuerdo con el VEI. Es de anotar que no se han registrado eventos de clasificación VEI = 8 o mayor en este periodo de observación.

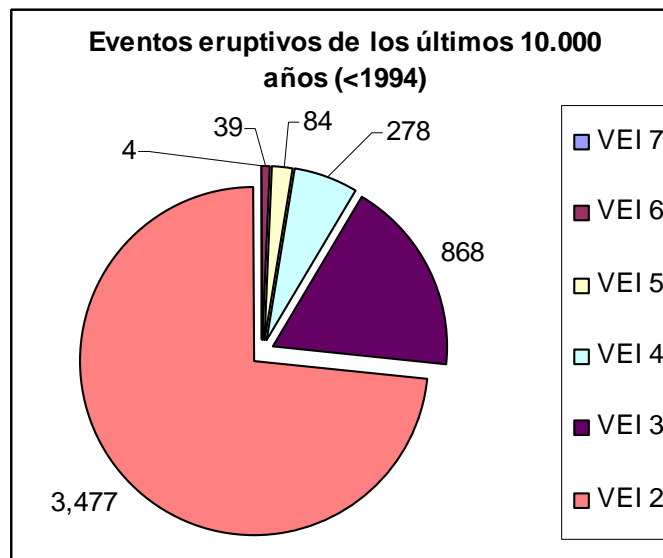


Figura 7-1

Estadística de las erupciones ocurridas en los últimos 10.000 años
(fuente: *Global Vulcanism Program, Smithsonian Institution*)

7.4 Modelos de evaluación de caída de cenizas

Los primeros desarrollos de modelos de transporte y deposición de partículas, como consecuencia de erupciones plinianas, tomaban como datos de entrada la altura de la columna eruptiva, la velocidad de los vientos medidos durante algunas erupciones y parámetros determinados a partir de depósitos de erupciones pasadas. En estos modelos se hicieron suposiciones bastante gruesas como suponer una velocidad constante del viento y partículas que caen según la velocidad límite. La mayoría de los parámetros utilizados para caracterizar el modelo se calculan con base en resultados empíricos recopilados de erupciones anteriores.

7.4.1 Modelo de advección-difusión

Posteriormente surgió la metodología de *advección-difusión* en la cual las partículas son difundidas por la turbulencia atmosférica y la advección horizontal del viento, y son depositadas luego por la acción de la gravedad. Suzuki (1983) propuso un modelo bidimensional en donde consideró la velocidad del viento, la difusividad y la concentración de las partículas de forma constante, y el tiempo de caída de las partículas como función de

la velocidad límite de caída. Adicionalmente, la velocidad límite de caída incorpora parámetros de forma y dimensión de partículas, así como la viscosidad y densidad del aire.

7.4.2 Modelos de distribución de material en la columna de humo

Wood y Bursik (1991) presentan un modelo de distribución de tamaños de partículas de acuerdo a diversos estudios realizados en depósitos de múltiples erupciones pasadas. En dicho trabajo la distribución de tamaños se tomó como una distribución normal de un parámetro ϕ , definido como $d=2-\phi$, donde d es el diámetro de la partícula. Así el volumen total de dicho tamaño de partícula, está definido mediante una distribución normal

Con el fin de cuantificar la distribución vertical de material expulsado en la columna, Suzuki (1983) precisa en su modelo teórico de dispersión de cenizas con una ecuación de probabilidad de difusión de partículas variante con la altura

$$P(z) = \frac{\beta^2 W_o \left[W_o \left(1 - \frac{z}{H_T} \right) - V_{\phi o} \right] \exp \left[-\beta \left(\frac{W_o}{V_{\phi o}} \left(1 - \frac{z}{H_T} \right) - 1 \right) \right]}{V_{\phi o}^2 H_T [1 - (1 + A) \exp(-A)]} \quad (\text{Ec. 85})$$

donde H_t es la altura máxima de la columna de humo y $A\phi$ es un parámetro que localiza el punto de concentración máxima de partículas a una altura definida como $Ht(1-1/A\phi)$, y se calcula como $A\phi = A / V_{\phi o}$, donde A es un factor de forma de la columna y $V_{\phi o}$ en la velocidad final de caída de las partículas de tamaño ϕ a nivel del mar.

Armienti (1988) redimensiona el problema de la distribución vertical de material adoptado por Suzuki (1983) asumiendo la velocidad de salida del gas en la boca de la erupción, como un valor superior de varios órdenes respecto de la velocidad límite de caída de las partículas.

7.4.3 Dinámica de la columna de humo

Wood y Brusik (1991) y Bursik (2001) presentan un modelo para la predicción de la dinámica de la columna de humo basados en un modelo convectivo cuyas ecuaciones se derivan de la conservación de masa, conservación de momento y conservación energía, respectivamente, aproximando la columna a un cilindro de radio promedio.

$$\frac{d}{dz} (\pi r^2 \rho u) = 2\pi r \rho_a u_e + \sum_{\phi=1}^{N_{\phi}} \frac{dM_{\phi}}{dz} \quad (\text{Ec. 86})$$

$$\frac{d}{dz} (\pi r^2 \rho u^2) = \pi r^2 (\rho_a - \rho) g + u \sum_{\phi=1}^{N_{\phi}} \frac{dM_{\phi}}{dz} \quad (\text{Ec. 87})$$

$$\frac{d}{dz} \left(\pi r^2 \rho u \left(c_v T + gz + \frac{1}{2} u^2 \right) \right) = 2\pi r \rho_a u_e \left(c_a T_a + gz + \frac{1}{2} u_e^2 \right) + \left(c_p T + gz + \frac{1}{2} u^2 \right) \sum_{\phi=1}^{N_g} \frac{dM_\phi}{dz} \quad (\text{Ec. 88})$$

donde el radio de la columna de humo está dado por r , ρ es la densidad de la masa compuesta de aire, partículas y gases, u es la velocidad de gases entrantes al sistema, T es la temperatura, y c_a y c_p son los calores específicos de los gases y los piroclastos.

7.4.4 Modelos de velocidad límite de partículas

Wilson y Huang (1979) a partir de numerosos ensayos de caída de partículas obtuvieron la siguiente expresión

$$V_{\text{lim}} = \frac{\rho_p g d^2}{9\mu_a F^{-0.64} + \sqrt{81\mu_a^2 F^{-0.64} + \frac{3}{2}\rho_a \rho_p g d^3 \sqrt{1.07 - F}}} \quad (\text{Ec. 89})$$

donde d , F son la dimensión característica y el coeficiente de forma de las partículas respectivamente, μ_a y ρ_p son la viscosidad y densidad del aire respectivamente y g el valor de la gravedad. Este mismo resultado lo utilizaría Suzuki para determinar el tiempo de caída de partículas en su modelo de advección-difusión.

Bonadonna et al (1998) partiendo del modelo propuesto por Sparks (1992) y Bursik (1992) presentan una corrección en el cálculo de las velocidades límite de caída de partículas según el número de Reynolds para cada tamaño de partícula, planteando tres ecuaciones

$$\begin{aligned} V_{\text{lim}} &\approx \sqrt{3.1g\rho_p d/\rho_a} & \text{Re} > 500 \\ V_{\text{lim}} &\approx d \left(4g^2 \rho_p^2 / 255\rho_a \mu_a \right)^{2/3} & 0.4 < \text{Re} < 500 \\ V_{\text{lim}} &\approx g\rho_p d^2 / 18\mu_a & \text{Re} < 0.4 \end{aligned} \quad (\text{Ec. 90})$$

7.4.5 Programas basados en el modelo de advección-difusión

Los modelos de tipo Eurliano plantean la solución a la ecuación de difusión de partículas, estimando la acumulación de partículas en el suelo, por medio de la solución de ecuaciones de transporte y sedimentación. En general son utilizados para la prevención de emergencias y desarrollo de planes de reducción de desastres. Entre estos modelos se pueden mencionar los siguientes reportados en la literatura.

ASHFALL desarrollado por Hurst y Turner (1999), en principio se utilizó como un sistema para la prevención civil ante amenazas por la caída de cenizas, luego fue aplicado para el estudio de depósitos de cenizas durante erupciones pasadas. En el estudio realizado por Hurst y Turner se destacó la

importancia en la estimación del campo de flujo del viento pues es el factor más importante en la precisión del modelo, así como la cantidad de masa expulsada durante la erupción.

- HAZMAP desarrollado por Macedonio (2005), en el se hacen dos aproximaciones fuertes como son: suponer un campo de viento constante horizontal y despreciar el efecto de la advección-difusión en el sentido vertical.
- FALL3D desarrollado por Costa et al. (2006), en el cual se incluyen complejos procesos como son el campo de vientos y el tensor de difusión y la variación de las condiciones en tiempos cortos.
- TEPHRA desarrollado por Connor et al. (2001), se basa en la densidad y la distribución del tamaño de las partículas de difusión dentro de la columna de humo, y la velocidad de caída de partículas en función de la variación en el número de Reynolds.

7.4.6 Programas basados en el modelo de seguimiento de partículas

Este tipo de modelo, también Eulero o Lagrangiano, predice la ubicación de la nube de cenizas volcánicas en cualquier tiempo y lugar. Estos son generalmente usados por las agencias de seguridad aérea.

- CANERM (*CANadian Emergency Response Model*) modelo 3D enfocado en las operaciones aéreas, este modelo cubre la advección de partículas por medio de un método semi-lagrangiano, y la difusión por medio de la teoría de gradiente.
- MEDIA es un modelo Eulero que simula la dispersión por el viento promedio, la difusión de partículas por la turbulencia dinámica y térmica, y la sedimentación por la gravedad. Es usado con fines aeronáuticos en el Aviation Weather Forecasting Department of Meteo France.
- PUFF localiza las cenizas volcánicas en un tiempo determinado. Requiere el campo de vientos en la zona donde las cenizas puedan llegar a dispersarse. En este modelo es usado en el U.S. Nacional Weather Service y una versión modificada es usada por la U.S. Air Force Weather Agency.
- VAFTAD en un modelo 3D desarrollado por la NOAA. Evalúa la extensión de la nube de cenizas a determinada altura y tiempo, puede ejecutarse a través de internet y devolver cuadros por medio de fax, publicables para distribución.

7.5 Modelos de evaluación de flujos piroclásticos

Es común evaluar la amenaza por flujos piroclásticos de manera puntual para cada caso de análisis, estudiando principalmente las evidencias de erupciones pasadas, y los datos registrados en algunos volcanes del mundo para los cuales exista este tipo de información. Se han desarrollado algunos modelos generales de evaluación de amenaza, que pueden ser empleados de manera relativamente general, al estar basados en el estudio del comportamiento propio de los flujos, de manera independiente a las características del volcán.

7.5.1 Extensión de los flujos

Sheridan y Malin (1983) propusieron un método para la evaluación del área de influencia de flujos piroclásticos debidos a una erupción volcánica. En dicho método la energía de la nube de gases y partículas que colapsa desde la columna creada por la erupción, disminuye con la distancia desde el punto de eyección con la diferencia entre la línea de energía y la topografía. La línea de energía se define por la altura de la columna de erupción y el ángulo de inclinación de la misma. Dicho ángulo se estima a partir de estudios estadísticos realizados sobre flujos piroclásticos estudiados en erupciones observadas. La Figura 7-2 presenta un esquema de las consideraciones principales del modelo (tomado de Alberico et al., 2002).

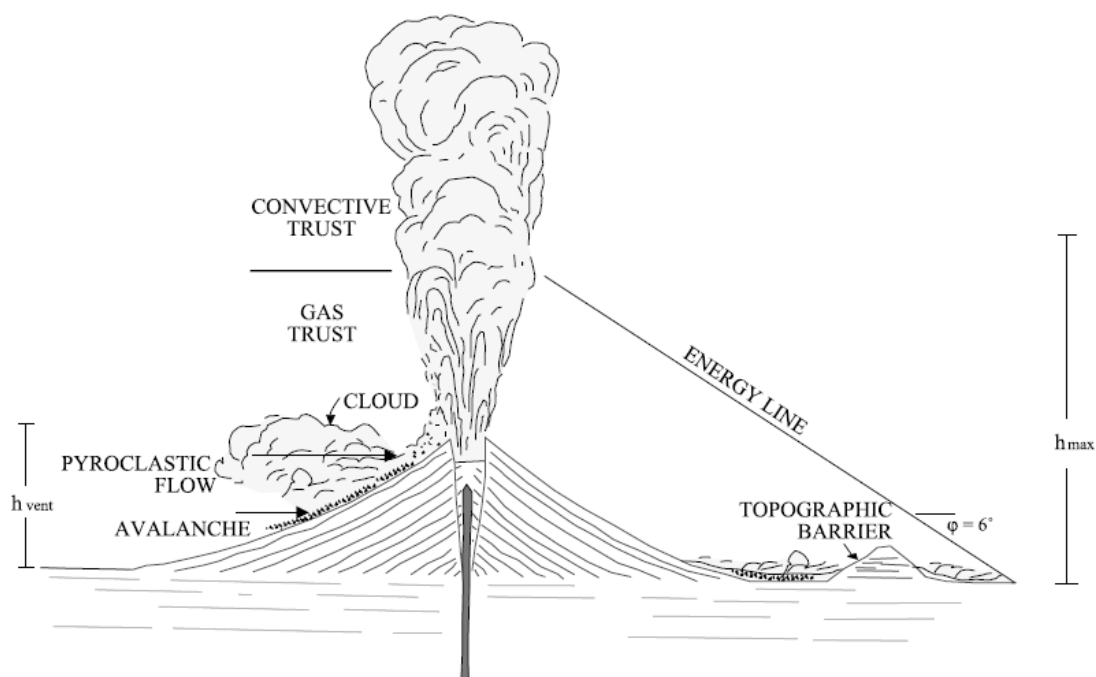


Figura 7-2

Estimación del área de influencia de flujos piroclásticos según Sheridan y Malin 1982
(fuente: Alberico et al., *A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy)*, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, N° 116, pp 63-78, 2002)

7.5.2 Velocidad de avance

Los flujos piroclásticos constituyen uno de los eventos más peligrosos que pueden presentarse como consecuencia de una erupción volcánica, en gran medida dada su gran velocidad de avance. Típicamente los flujos piroclásticos pueden descender por las laderas del edificio volcánico a velocidades del orden de 100 m/s.

La velocidad se puede estimar a partir del comportamiento dinámico del flujo, por medio de la relación entre fuerzas inerciales y cinéticas del movimiento, dada por el número de Froude Fr , evaluado en la cabeza de la corriente

$$Fr = \frac{v_f}{\sqrt{g'h}} \quad (\text{Ec. 91})$$

donde v_f corresponde a la velocidad del flujo, h es la altura del flujo, y g' es la gravedad reducida, calculada como

$$g' = g \frac{\rho_c - \rho_a}{\rho_a} \quad (\text{Ec. 92})$$

donde ρ_c es la densidad media del flujo, ρ_a la densidad del aire y g la aceleración de la gravedad.

Nield y Woods (2004) obtuvieron una regresión empírica para aproximar el número de Froude, a partir de los datos recopilados por Gröbelbauer en 1993. La expresión que se obtuvo fue la siguiente

$$Fr = 1.2\sqrt{2}\rho^* + 2.2\left(\frac{\rho^*}{2 - \rho^*}\right)^{6.6} \quad (\text{Ec. 93})$$

donde

$$\rho^* = \sqrt{\frac{|\rho_c - \rho_a|}{\rho_c + \rho_a}} \quad (\text{Ec. 94})$$

7.5.3 Temperatura

La temperatura del flujo es el factor que mayor incidencia tiene en la pérdida de vidas humanas. Los flujos piroclásticos son típicamente expulsados a temperaturas del orden de los 1000 K (Nield y Woods, 2004). A medida que el flujo avanza, el comportamiento turbulento implica la mezcla del aire circundante dentro del flujo, lo cual tiene una

incidencia en la temperatura de la masa total T_c , como función de la relación de masas de la mezcla (Neild y Woods, 2004) y el cambio de energía calorífica de la mezcla por cada grado de temperatura

$$T_c = \frac{m_{er} T_{er} [n_{er} C_v + (1 - n_{er}) C_s] + m_a C_a T_a}{m_{er} [n_{er} C_v + (1 - n_{er}) C_s] + m_a C_a} \quad (\text{Ec. 95})$$

donde m_{er} y m_a son las masa de flujo y aire respectivamente, C_v y C_s son los calores específicos de las porciones de vapor y material sólido de la masa del flujo, C_a es el calor específico del aire, n_{er} es la proporción de contenido en masa de vapor de agua y material sólido en el flujo, y T_{er} y T_a son las temperaturas del flujo y del aire, respectivamente.

7.6 Modelos de tránsito de flujos de lava

Los flujos de lava pueden ser evaluados de manera determinista o probabilística. Para el caso determinista, el problema se afronta a través de la solución de las leyes de transporte del material viscoso, en donde interfieren diversos parámetros como la velocidad, temperatura, transferencia de calor, y condiciones de frontera. Este tipo de soluciones son de alta complejidad debido a que el comportamiento característico de las lavas corresponde a fluidos no newtonianos.

Por otro lado los modelos probabilistas se basan fundamentalmente en la topografía del terreno, determinando las zonas más susceptibles de ser invadidas por el flujo, aunque en el análisis también participan otros parámetros.

7.6.1 Modelo para determinar trayectorias de flujos de lava

Actualmente se han planteado una serie de modelos empíricos para modelar de manera probabilística, los caminos preferenciales por los cuales pueden desplazarse flujos de lava, con base fundamentalmente en información recopilada en campo de erupciones pasadas.

El modelo de *pendiente máxima probable* desarrollado inicialmente por Macedonio (1996) calcula iterativamente, a partir de un modelo digital del terreno (DEM), la probabilidad que una celda sea invadida por lava, como la relación entre las diferencias de alturas de la celda específica y las 8 celdas contiguas. Para tomar en cuenta la profundidad o espesor del flujo, la altura de la celda bajo análisis es corregida por un valor de espesor.

Posteriormente, Damián (2005), propone un modelo extendido en el cual el valor de altura del flujo no es constante como lo presenta Felpeto (2001), calculando variaciones en ésta de acuerdo con una función F , al igual que lo hace para el DEM al aumentar la altura de la celda actualmente invadida, junto con la profundidad del flujo.

7.6.2 Modelos de cámara magmática y conducto de flujo

Macedonio (2005) presenta un modelo de distribución de masa y presiones dentro de la cámara magmática y el conducto magmático, incorporando un estado cuasi-estático basándose en que el tiempo que tarda el magma a lo largo del conducto es mucho menor que el tiempo en el que cambia la presión en el conducto. Además, el modelo considera una distribución hidrostática de presiones en la cámara magmática, flujo homogéneo a lo largo del conducto y condiciones isotérmicas en todo el sistema. La distribución de masa y presiones en la cámara magmática está dada por:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho(p)g \quad (\text{Ec. 96})$$

$$\frac{dM}{dz} = \rho(p)A(z) \quad (\text{Ec. 97})$$

donde p es la presión de la cámara, ρ es la densidad del magma que depende de la presión, M es la masa, A es la sección transversal de la cámara a una profundidad z , y g el valor de aceleración de la gravedad.

Las ecuaciones que caracterizan el flujo en el conducto magmático están dadas por:

$$\frac{\partial(\mu v S)}{\partial y} = 0 \quad (\text{Ec. 98})$$

$$\rho u \frac{\partial v}{y} + \frac{\partial p}{\partial y} + \rho g \cos \theta = F_w(v, u) \quad (\text{Ec. 99})$$

donde y es la coordenada a lo largo del conducto, v la velocidad de flujo, S la sección transversal del conducto que depende la posición, F_w la caída de presión por fricción con las paredes del. La ecuación 106 denota condiciones de flujo permanente en la longitud del conducto magmático.

7.7 Modelo analítico propuesto

7.7.1 Generalidades

La evaluación de la amenaza volcánica se ha convertido en una disciplina constante para las agencias y entidades nacionales de geología en países con actividad volcánica permanente. La mayoría de las evaluaciones de amenaza son realizadas por vulcanólogos bajo la solicitud de las agencias de manejo de desastres, y la mayoría se utilizan para elaborar los planes de emergencias asociados a cada uno de los volcanes activos.

La inclusión de aspectos cuantitativos en la evaluación de la amenaza volcánica se inició hace apenas una década y los análisis probabilísticos completos de la amenaza volcánica solo existen para unos pocos volcanes alrededor del mundo (Young et al. 1998, Young & Sparks 1998)

Los estudios integrales de amenaza volcánica son relativamente escasos debido principalmente a la insuficiencia de información confiable. Adicionalmente, la mayoría de los análisis de amenaza volcánica se han llevado a cabo con un enfoque orientado hacia los efectos sobre la población y no hacia la evaluación de los impactos económicos, es decir, la evaluación de pérdida de vida y no de pérdidas económicas (Young & Sparks, 1998 y Young et al, 1998).

7.7.2 Selección

Se seleccionaron modelos de distribución de productos volcánicos para amenaza por flujos de lava, flujos piroclásticos y caída de cenizas, dentro de un marco probabilista que permita identificar las frecuencias de ocurrencia de erupciones de determinada magnitud. Los modelos de distribución de productos se definieron con el fin caracterizar la amenaza mediante intensidades relacionables con los daños y el comportamiento de la infraestructura expuesta, de manera tal que sean aplicables en los posteriores análisis de riesgo.

7.7.3 Procedimiento de análisis

La Figura 7-3 presenta el diagrama de flujo del modelo de amenaza volcánica, el cual se basa en la definición de escenarios de manera particular, asignando a cada tipo de escenario una frecuencia de ocurrencia específica. Las intensidades asociadas se determinan por medio de modelos de evaluación de distribución de productos volcánicos.

- (1) *Definición y caracterización general de volcanes activos:* a partir de la información disponible (geológica, geomorfológica, estudios de amenaza), se definen las características de los volcanes activos, incluyendo tipo de volcán, tipo de productos e índice de explosividad, *VEI*, máximo registrado. Se considerarán activos los volcanes con actividad comprobada en los últimos 10,000 años.
- (2) *Definición de recurrencia de eventos a partir de información histórica:* con base en el catálogo de erupciones históricas, se definen las tasas de excedencia de valores específicos de *VEI*.
- (3) *Caracterización de la intensidad de las erupciones en función de VEI:* a partir de la información recopilada sobre las erupciones históricas en el volcán, se define la intensidad de una erupción en un volcán particular, en función del *VEI*. Esta definición de intensidad es particular para cada volcán, y debe definirse para los productos que el volcán pueda generar.

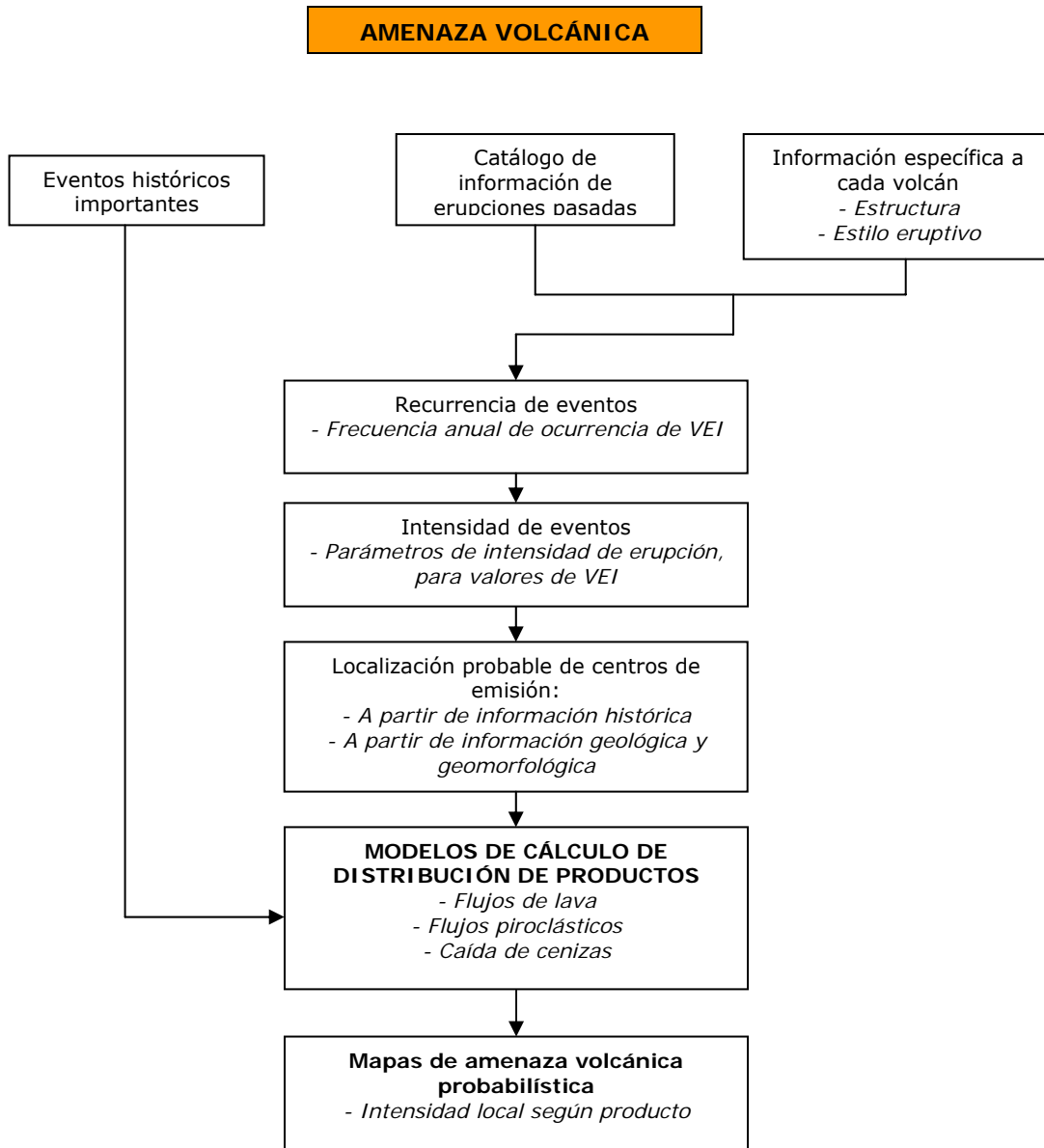


Figura 7-3
Diagrama de flujo del módulo de amenaza volcánica

- (4) *Localización geográfica de los posibles centros de emisión del volcán*: con base en la morfología del edificio volcánico, se definen los lugares específicos o centros de emisión en los cuales puede iniciarse la expulsión de material. En caso que la información lo permita, es posible definir una función de probabilidad para la emisión de los diferentes sitios identificados.
- (5) *Modelación de distribución de productos volcánicos*: se evalúa cada escenario a partir de su magnitud en términos del *VEI*, e intensidad en términos de los parámetros propios de cada modelo de distribución. El cálculo de distribución genera zonas de afectación e intensidad local específica para la magnitud seleccionada. Se considerarán tres tipos de productos: caída de ceniza, flujos de lava y flujos piroclásticos.
- (6) *Generación de mapas de amenaza de eventos representativos*: se generarán los mapas de distribución espacial de productos e intensidades asociadas, para cada evento definido, por medio de los modelos de distribución adoptados.

7.7.4 Modelo de distribución de caída de cenizas

El modelo de distribución de cenizas volcánicas empleado es un modelo de advección-difusión, en el cual las partículas son difundidas por la turbulencia atmosférica y la advección horizontal del viento, y son depositadas luego por la acción de la gravedad (Folch y Felpeto, 2005). La ecuación general base del modelo es (Armienti et al., 1988):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V_x \frac{\partial C}{\partial x} + V_y \frac{\partial C}{\partial y} + V_z \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial vC}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S \quad (\text{Ec. 100})$$

en donde C es la concentración de partículas, k_x , k_y y k_z , son las componentes del tensor de difusividad, V_x , V_y y V_z definen el campo de velocidades del sistema, v es la velocidad límite de caída de partículas, y S es la función que describe la entrada de partículas a la columna. Para facilidad en la resolución del problema, se considera que la corriente de viento y difusión vertical son despreciables, y los coeficientes de difusión horizontal son iguales ($k_x=k_y=k_z$).

La distribución granulométrica se define en función del parámetro ϕ , definido como $d=2^{-\phi}$, donde d es el diámetro de la partícula. Así el volumen total de dicho tamaño de partícula, está definido como (Word y Bursik, 1991)

$$V_\phi = \frac{V}{\sqrt{2\pi}\sigma_\phi} \exp\left(-\frac{(\phi - \phi_m)^2}{2\sigma_\phi^2}\right) \quad (\text{Ec. 101})$$

donde V es el volumen total emitido, ϕ_m y σ_ϕ son el valor medio y la desviación estándar de la distribución del parámetro ϕ .

La distribución del material expulsado en la columna eruptiva, se modela asumiendo la velocidad de salida del gas en la boca de la erupción, como un valor varios órdenes de magnitud superior respecto a la velocidad límite de caída de las partículas (Armienti et al., 1988).

$$V_{\phi}(z) = V_{\phi} \frac{A_{\phi}^2 \left(1 - \frac{z}{H_T}\right) \exp\left(A_{\phi} \left(\frac{z}{H_T} - 1\right)\right)}{H_T (1 - (1 + A_{\phi}) \exp(-A_{\phi}))} \quad (\text{Ec. 102})$$

donde H_T es la altura máxima de la columna de humo y A_{ϕ} es un parámetro para la localización del punto de máxima concentración de partículas a una altura definida como $H_T(1-1/A_{\phi})$, y se calcula como $A_{\phi} = A/v_{\phi 0}$, donde A es un factor de forma de la columna y $v_{\phi 0}$ es la velocidad final de caída de las partículas de tamaño ϕ a nivel del mar.

La columna eruptiva se divide en N capas de igual altura Δz , en las cuales se asume que el campo de viento y la velocidad terminal de partículas permanecen constantes, de tal manera que una concentración de masa con volumen $V_{\phi j}$, localizada a una altura z_j , se trasladará por efecto de corrientes de viento y caída libre de partículas de tamaño ϕ , hasta un punto localizado en coordenadas $x_{\phi j}$, y $y_{\phi j}$, dadas por (Folch y Felpeto, 2005)

$$\begin{aligned} x_{\phi j} &= x_o + \sum_{i=j}^1 W_{xi} \frac{z_i - z_{i-1}}{v_{\phi i}} \\ y_{\phi j} &= y_o + \sum_{i=j}^1 W_{yi} \frac{z_i - z_{i-1}}{v_{\phi i}} \end{aligned} \quad (\text{Ec. 103})$$

donde x_o y y_o son las coordenadas del centro de emisión. Se considera adicionalmente que toda la masa es emitida en el mismo instante $t=0$. El tiempo total necesario para que una masa de partículas cruce todas las capas desde una posición z_j es

$$t_{fall} = \sum_{i=1}^j \Delta t_i \quad (\text{Ec. 104})$$

De esta manera, el espesor depositado por partículas de tamaño ϕ , con distribución inicial circular de radio r_0 , inicialmente localizadas a una altura z_j es (Carslaw y Jaeger, 1959):

$$T_{\phi} = \frac{V_{\phi j}}{2\pi r_0^2} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{r_0 + r}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{r_0 - r}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) \right] \operatorname{erf}\left(\frac{r_0}{2\sqrt{kt_{fall}}}\right) \quad (\text{Ec. 105})$$

donde r es la distancia entre el centro de concentración inicial $(x_{0\phi_j}, y_{0\phi_j})$ y el punto donde el espesor está siendo evaluado, y erf corresponde a la función gaussiana de error. Finalmente el espesor total de partículas depositado se calcula como la suma de las contribuciones de todas las capas de la columna, y todos los tamaños de partícula considerados.

$$T = \sum_{\phi_{\min}}^{\phi_{\max}} \sum_{j=1}^N T_{\phi_j} \quad (\text{Ec. 106})$$

Las velocidades terminales de partículas, se calculan en función del número de Reynolds, de la siguiente manera (Banadonna et al., 1998)

$$V = \sqrt{\frac{8\rho_p d g}{6\rho_a D}} \quad \text{Re} > 500$$

$$V = d \left(\frac{4g^2 \rho_p^2}{255\rho_a \mu_a} \right)^{2/3} \quad 0.4 < \text{Re} < 500 \quad (\text{Ec. 107})$$

$$V = \frac{g\rho_p d^2}{18\mu_a} \quad \text{Re} < 0.4$$

donde ρ_p es la densidad de las partículas, d es el diámetro de la partícula, ρ_a es la densidad del aire, D es el parámetro de arrastre, y μ_a es la viscosidad del aire

7.7.5 Modelo de distribución de flujos de lava

Para modelar la extensión de flujos de lava se emplea un modelo de escurrimiento en cuencas, el cual es indicativo de todos los posibles caminos que puede tomar determinado flujo, siendo emitido desde un punto particular, en función de la topografía particular del volcán.

El modelo verifica la diferencia de altura entre celdas contiguas del modelo digital de elevación (DEM) empleado, para determinar hacia donde puede escurrir el flujo de lava. Esta operación se repite hasta alcanzar un valor máximo de distancia desde el centro de emisión, el cual es dado en función del VEI particular de la erupción, y de las características propias del volcán.

7.7.6 Modelo de distribución de flujos piroclásticos

Se emplea el modelo de Cono de Energía (Sheridan y Malin, 1982), para caracterizar la extensión probable de flujos piroclásticos en una erupción determinada. En este modelo, la energía de la nube de gases y partículas que colapsa desde la columna creada por la erupción, disminuye con la distancia desde el punto de eyección con la diferencia entre la línea de energía y la topografía. La línea de energía se define por la altura de la columna de

erupción, y el ángulo de inclinación estimado del cono, el cual relaciona una altura de columna con la extensión probable de impacto del flujo (ver Figura 7-2).

Se define la susceptibilidad de un determinado sitio en función de la magnitud de energía disponible con la que cuenta el flujo en ese sitio. La magnitud de energía h se define como:

$$h = H_0 + H_c - d \tan(\alpha_c) - h_0 \quad (\text{Ec. 108})$$

donde H_0 es la altura topográfica del centro de emisión, H_c es la altura estimada de la columna eruptiva, d es la distancia entre el centro de emisión y el punto bajo análisis, α_c es el ángulo del cono, y h_0 es la altura topográfica del punto analizado.

8 Referencias

- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P., Scandone, R., 2002. A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegre (Italy). *J. Vol. Geoth. Res.* 166, 63-78.
- Alcántara-Ayala, I. (2004). Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico. *Geomorphology*, 61, 19-14.
- Alexander, D., (1989), Urban landslides, *Progress in Physical Geography*, Vol. 13, pp. 157 - 191. Ambraseys, N.N., Menu, J.M., (1988), Earthquake-induced ground displacements, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 16, pp. 985–1006.
- Araña, V. Felpeto, A. M. Astiz, A. García, R. Ortiz and R. Abella, 2000. Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 103, Issues 1-4, Pages 377-391
- Armienti, P., G. Macedonio y M. Pareschi (1988). A Numerical Model for Simulation of Tephra Transport and Deposition: Applications to May 18, 1980, Mount St. Helens Eruption, *J. Geophys. Res.*, 93(B6), 6463-6476.
- Avelar C, (2006) “Expresiones para modificar el intervalo de promediación en la velocidad de viento, entre los resultados de un modelo paramétrico y los boletines de huracanes”. Reporte Interno, ERN Ingenieros Consultores, julio 2006.
- Avelar C, (2006-2) “Procedimiento para determinar áreas de exposición ante los efectos del viento y asignar factores de topografía”. Reporte Interno, ERN Ingenieros Consultores, julio 2006.
- Barrantes, J., Vega, N., 2003. La persistencia y las cadenas de Markov aplicadas a la lluvia en San José durante el periodo 1950-1990. *Topography Meteorology and Oceanography* 10. 2003. Pag: 12-19.
- Barrantes Castillo, G. 1996 Zonificación de amenazas por inundación en el valle del Río Sixaola. San José: Costa Rica. Universidad Nacional (UNA). Escuela de Ciencias Geográficas; 1996. Documento N°: 289.
- Biswajeet Pradhan, Saro Lee. 2007. Utilization of Optical Remote Sensing Data and GIS Tools for Regional Landslide Hazard Analysis Using an Artificial Neural Network Model. *Earth Science Frontiers*. 2007. Pag: 143–152.
- Bonadonna, C., Ernst, G., Sparks, R., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of the particle Reynolds number. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81 (3-4), 173-187.
- Boore, D.M., 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1865-1884

- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic S waves from earth, *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5009.
- Bursik, M. (2001). Effect of Wind on the Rise Height of Volcanic Plumes, *Geophys. Res. Lett.*, 28(18), 3621-3624.
- Bursik, M. R S J Sparks, J S Gilbert and S N Carey, 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores), *Bulletin of Volcanology*, Volume 54, Number 4, 329-344.
- Caballero, L., Macías, J.L., García-Palomo, A., Saucedo, G.R., Borselli, L., Sarocchi, D., Sánchez, J.M. (2006). The September 8-9, 1998 rain-triggered flood events at Motozintla, Chiapas, Mexico. *Natural Hazards*, 39: 103-126.
- Carrara, F. Guzzetti, M. Cardinali and P. Reichenbach. 1999. Use of GIS Technology in the Prediction and Monitoring of Landslide Hazard. *Natural Hazards* 20. 1999. Pag: 117–135.
- Carlsaw, H., Jaeger, J., 1959. *Conduction of Heat in Solids*. Clarendon Press, Oxford.
- Cees J. Van Westen. 2000. The Modelling of Landslide Hazards Using Gis. *Surveys in Geophysics* 21. 2000. Pag: 241–255.
- Chang-Jo Chung, Andrea G. Fabbri. 2008 Predicting landslides for risk analysis — Spatial models tested by a cross-validation technique. Elsevier. *Geomorphology* 94. 2008. Pag 438–452.
- Chien-chih Chen, Chih-Yuan Tseng, Jia-Jyun Dong. 2007. New entropy-based method for variables selection and its application to the debris-flow hazard assessment. Elsevier. *Engineering Geology* 94. 2007. Pag 19–26.
- Chow, V. T. (editor) 1964. *Handbook of applied hydrology*. Mc Graw-Hill. New York, 1964
- Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagram, M., Dahle, A., Bungum, H., 1994. Spectral strong-motion attenuation in Central America, *NORSAR Technical Report*, No. 2-17, 46 pp.
- Connor, C.B., B.E. Hill, B. Winfrey, N.M. Franklin, and P.C. La Femina, Estimation of volcanic hazards from tephra fallout, *Natural Hazards Review*, 2 (1), 33-42, 2001.
- Costa, A., G. Macedonio and A. Folch, 2006. A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes, *Earth and Planetary Science Letters*, 241 (3-4), 634-647
- Douglas, J., Bungum, H., Dahle, A., Lindholm, C., Climent, A., Taylor, W., Santos, P., Schmidt, V., Strauch, W., 2004. *Strong Motion Datascape Navigator*.
- Felpeto A, “User’s Guide - VORIS - Volcanic Risk Information System- “, *Observatorio Geofísico Central - IGN -*, Septiembre 2007.
- Felpeto, A. Joan Martí, Ramon Ortiz, 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 166, Issue 2, 1 October 2007, Pages 106-116.

- Felpeto, A. V. Araña, R. Ortiz, M. Astiz and A. García, 2001. Assessment and Modelling of Lava Flow Hazard on Lanzarote (Canary Islands), *Natural Hazards*, Volume 23, Numbers 2-3, 247-257.
- Felpeto, A., Garcia, A., Ortiz, R., 1996. Mapas de riesgo. Modelización. In: Ortiz, R. (Eds.), *Riesgo Volcanico, Serie Casa de los Volcanes*, Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote, Spain, vol. 5, pp. 67–98.
- FEMA. Multi-hazard Loss Estimation Methodology. Flood Model. Department of Homeland Security Federal Emergency Management Agency. Mitigation Division. Washington, D.C. National Institute of Building Sciences. HAZUS-MH MR3 Technical Manual. Pag: 1-471
- Florian Pappenberger, Keith J. Beven, Marco Ratto, Patrick Matgen. 2008. Multi-method global sensitivity analysis of flood inundation models. *Advances in Water Resources* 31. 2008. Pag: 1–14.
- Folch, A., Felpeto, A., 2005. A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145. 337-349
- G. Schumann, P. Matgen, L. Hoffmann, R. Hostache, F. Pappenberger, L. Pfister. 2007. Deriving distributed roughness values from satellite radar data for flood inundation modelling. *Journal of Hydrology* 344. 2007. Pag: 96– 111.
- Gabet E.J. y Mudd S., (2006), The mobilization of debris flows from shallow landslides, *Geomorphology*, Vol. 74, pp. 207-218.
- H. Chen, C.F. Lee. 2003. A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Elsevier. Geomorphology* 51. 2003. Pag 269–288.
- Hanks, T. C. y H. Kanamori, 1979. A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, No. 84, Pag. 2348– 2350.
- H.L. Perotto-Baldiviezo, T.L. Thurowb, C.T. Smith, R.F. Fisher, X.B. Wu. 2004. GIS-based spatial analysis and modeling for landslide hazard assessment in steeplands, southern Honduras. *Elsevier. Agriculture, Ecosystems and Environment* 103. 2004. Pag.165–176.
- Helal, M.A., Mehanna, M.S., 2008. Tsunami form nature to physics, *Chaos, Solitons and Fractals*, 36, 787-796.
- Hurst, A.W., and R. Turner, 1999. Performance of the program ASHFALL for forecasting ashfall during the 1995 and 1996 eruptions of Ruapehu volcano, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42 (4), 615-622
- Jaimes M.A., Niño M., Reinoso E., Avelar C. y Huerta B. (2008), Metodología para estimación de daño en la infraestructura por deslizamientos usando sistemas de información geográfica, XVI Congreso Nacional de Ingeniería Estructural, Veracruz, México.
- Jeffrey C. Neal, Peter M. Atkinson, Craig W. Hutton. 2007. Flood inundation model updating using an ensemble Kalman filter and spatially distributed measurements. *Journal of Hydrology* 336. 2007. Pag: 401– 415.

- Jibson R.W., Harp E. L. y Michael J.A. (2000), A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps, *Engineering Geology*, Vol. 58, pp. 271-289.
- Jibson R.W. y Keefer D.K., (1993), Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the NewMadrid seismic zone, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, pp. 521-536.
- Jibson R. (2007), Regression models for estimating coseismic landslide displacement, *Engineering Geology*, Vol. 91, pp. 209-218.
- John F. England Jr, Mark L. Velleux, Pierre Y. Julien. 2007. Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. *Journal of Hydrology* 347. 2007. Pag: 229- 241.
- K.M. Neaupane, M. Piantanakulchai. Analytic network process model for landslide hazard zonation. Elsevier. *Engineering Geology* 85. 2006. Pag. 281-294.
- Katz, R. W., y Parlange M. B. 1995. Generalizations of Chain-Dependent Processes: Application to Hourly Precipitation, *Water Resources Research*, Vol. 31(5), 1331-1341.
- Keefer D.K., (1984), Landslides caused by earthquake, *Geological Society of America Bulletin* Vol. 95, pp. 406-421.
- Keefer D.K., (2002), Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review, *Survey in Geophysics*, Vol. 23, pp. 473-510
- Kramer S., *Geotechnical Earthquake Engineering*, Ed. Prentice Hall, 1996
- Leonardo Ermini, Filippo Catani, Nicola Casagli. Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment. Elsevier. *Geomorphology* 66. 2005. Pag. 327-343.
- Luzi L., Pergalani F. y Terlien M.T.J. (2000), Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems, *Engineering Geology*, Vol. 58, pp. 313-336.
- M.D. Ferentinou, M.G. Sakellariou. Computational intelligence tools for the prediction of slope performance. Elsevier. *Computers and Geotechnics* 34. 2007. Pag. 362-384.
- M.H. Hsu, S.H. Chen, T.J. Chang, 2000. Inundation simulation for urban drainage basin with storm sewer system. Elsevier. *Journal of Hydrology* 234. 2000. Pag: 21-37.
- Macedonio, G., 1996. Modelling lava flow hazard. In: Barberi, F., Casale, R. (Eds), *The Mitigation of Volcanic Hazards*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp. 89-95.
- Macedonio, G., A. Neri, J. Martì and A. Folch, 2005. Temporal evolution of flow conditions in sustained magmatic explosive eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 143, Issues 1-3, 1 May 2005, Pages 153-172.
- Macedonio, G., M. Pareschi, and R. Santacroce (1988). A Numerical Simulation of the Plinian Fall Phase of 79 A.D. Eruption of Vesuvius, *J. Geophys. Res.*, 93(B12), 14817-14827.
- McGure, R.K., Hanks, T.C., 1981. The character of high frequency strong motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071-2095.

- Montero, W., Peraldo, G., Rojas, W., 1997. Proyecto de amenaza sísmica de América Central. Informe final del proyecto del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), Septiembre 1997: 79 p.
- Mora, S., Vahrson, W.G., (1993), Determinación “a priori” de la amenaza de deslizamientos utilizando indicadores morfodinámicos, Tecnología ICE, Vol. 3, No. 1, pp. 32 - 42.
- Mowen Xie, Tetsuro Esaki and Guoyun Zhou. GIS-Based Probabilistic Mapping of Landslide Hazard Using a Three-Dimensional Deterministic Model. *Natural Hazards* 33. 2004. Pag 265-282.
- Mowen Xie, Tetsuro Esaki, Meifeng Cai. A time-space based approach for mapping rainfall-induced shallow landslide hazard. *Environmental Geology*. 2004. Pag. 840–850.
- Mowen, Xie., Esaki, Tetsuro., Cheng, Qiu., Lin, Jia., 2007. Spatial three-dimensional landslide susceptibility mapping tool and its applications. *Earth Science Frontiers*. 2007. Pag: 73–84.
- Mu Jin-Bin, Zhang Xiao-Feng. 2007. Real-Time Flood Forecasting Method With 1-D Unsteady Flow Model. *Journal of Hydrodynamics* 19(2). 2007. Pag: 150-154.
- Newhall, C., y S. Self (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI) An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism, *J. Geophys. Res.*, 87(C2), 1231-1238.
- Newmark N. (1965), Effects of earthquakes on dams and embankments, *Geotechnique* Vol. 15, pp.137-160.
- Okal, E.A. y C.E. Synolakis, 2004, Source discriminants for near-field tsunamis, *Geophys. J. Intl.*, No. 158, Pag. 899-912
- Organización Meteorológica Mundial, OMM, 1969. Manual for Depth – Area – Duration Analysis for Storm Precipitation, WMO – No. 237, TP 129, Ginebra, Suiza, 1969.
- Organización Meteorológica Mundial, OMM, 1981. Selection of Distribution Types for Extremes of Precipitation, WMO – No. 560, Ginebra, Suiza, 1981.
- P. Matgen , G. Schumann , J.-B. Henry, L. Hoffmann, L. Pfister. 2007. Integration of SAR-derived river inundation areas, high-precision topographic data and a river flow
- Paul D. Bates, Matthew D. Wilson, Matthew S. Horritt, David C. Mason, Nick Holden, Anthony Currie. 2006. Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modelling. *Journal of Hydrology* 328. 2006. Pag: 306– 318.
- Paul L. Wilkinson, Malcolm G. Anderson, David M. Lloyd, Jean-Philippe Renaud. Landslide hazard and bioengineering: towards providing improved decision support through integrated numerical model development. Elsevier. *Environmental Modelling & Software* 17. 2002. Pag. 333–344
- R. Mehrotra, R. Srikanthan, Ashish Sharma. 2006. A comparison of three stochastic multi-site precipitation occurrence generators. Elsevier. *Journal of Hydrology* 331. 2006. Pag: 280-292.

- Roberto A. T. Gomes, Renato F. Guimara, Osmar A. Carvalho Jr, Nelson F. Fernandes, Euripedes A. Vargas Jr, Eder S. Martins. Identification of the affected areas by mass movement through a physically based model of landslide hazard combined with an empirical model of debris flow. *Nat Hazards*. 2008. Pag. 197–209.
- Romeo, R., 2000. Seismically induced landslide displacements: a predictive model. Elsevier. *Engineering Geology* 58. 2000. Pag: 337–351.
- Rojas W., 1993. Catálogo de Sismicidad Histórica y Reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. Universidad de Costa Rica. Escuela Centroamericana de Geología.
- Rojas W., Cowan H., Lindholm C., Dahle A., Bungum H., 1993. Regional Seismic Zonation for Central America: A Preliminary Model. *Reduction of Natural Disasters in*
- Rutger Dankers , Ole Bøssing Christensen, Luc Feyen, Milan Kalas, Ad de Roo. 2007. Evaluation of very high-resolution climate model data for simulating flood hazards in the Upper Danube Basin. *Journal of Hydrology* 347. 2007. Pag: 319– 331.
- S. Poli and S. Sterlacchini. Landslide Representation Strategies in Susceptibility Studies using Weights-of-Evidence Modeling Technique, *Natural Resources Research*, Vol. 16, No. 2, June 2007. Pag 121- 134.
- Saro Lee, Moungh-Jin Lee. Detecting landslide location using KOMPSAT 1 and its application to landslide-susceptibility mapping at the Gangneung area, Korea. Elsevier. *Advances in Space Research* 38. 2006. Pag 2261–2271.
- Saro Lee. Application of Likelihood Ratio and Logistic Regression Models to landslide Susceptibility Mapping Using GIS. *Environmental Management* Vol. 34, No. 2. Springerlink. 2004. Pag. 223–232
- Satake, K. 2002. Tsunamis, en Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., Kisslinger, C., (editores), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81A, 437-451.
- Schmidt V., Dahle A., Bungum H., 1997. Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. *Reduction of Natural Disasters in Central America*. NORSAR.
- Sedki, D. Ouazar E. El Mazoudi. 2008. Evolving neural network using real coded genetic algorithm for daily rainfall-runoff forecasting. *Expert Systems with Applications*. 2008. Pag: 1-11.
- Sheridan, M.F., Malin, M.C., 1983. Application of computer assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 187-202.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Ablay, G.J., Thomas, R.M.E., Carey, S.N., 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes: Part 2 - Controls on thickness and grain size variations on tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 54, 685– 695.
- Suzuki, T., 1983. A theoretical model for dispersion of tephra. En: Shimozuru, D., Yokoyama, I. (Eds.), *Arc Volcanism, Physics and Tectonics*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.

-
- T. Iida. A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm. Elsevier. *Catena* 34. 1999. Pag. 293–313.
- Taylor, W., Santos, P., Dahle, A., Bungum H., 1992. Digitization of Strong Motion Data and PGA Attenuation. NORSAR.
- Thiery, J.-P. Malet, S. Sterlacchini, A. Puissant, O. Maquaire. Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. Elsevier. *Geomorphology* 92. 2007. Pag. 38–59.
- Venkatesh Merwade, Aaron Cook, Julie Coonrod. 2008. GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environmental Modelling & Software*. 2008. Pag:1–12.
- Villalobos, R., Retana, J., 2001. Un método para Pronosticar Lluvias en Costa Rica: Agrupación de Años con Características Pluviométricas Semejantes para la Creación de Escenarios Climáticos. Gestión de Desarrollo, Instituto Metereológico Nacional. 2001. Pag: 1- 5.
- Wei-Chiang Hong. 2008. Rainfall forecasting by technological machine learning models. Elsevier. *Applied Mathematics and Computation* 200. 2008. Pag: 41–57.
- Wieczorek G.F., Wilson R.C. y Harp, E.L., (1985), Map showing slope stability during earthquakes in San Mateo County California: US Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-1257-E, scale 1:62,500.
- Wilks. 1998. Multisite generalization of a daily stochastic precipitation model. *Journal of Hydrology* 210. 1998. Pag: 178–191.
- Wilson, L., Huang, T., 1979. The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 311-324.
- Woods, A., Bursik, M., 1991. Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bull.Volcanol.* 53, 559-570.
- Young and Sparks 1998, Preliminary Assessment of Volcanic Risk on Monserrat. Monserrat Volcano Observatory Internal Report to UK Government; Vesuvius, Azores – EU-EXPLORIS project, http://exploris.pi.ingv.it/non_comf/description/index.html)
- Young 1998, Volcanic Hazard and Community Preparedness at Volcán Irazú, Costa Rica. British Geotechnical Survey Report WC/98/16R.