

**UNIVERSIDAD DE ALCALÁ**  
**FACULTAD DE CIENCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE MATEMÁTICAS**

PROGRAMA DE DOCTORADO D255:  
CIENCIA Y TECNOLOGÍA DE LA INGENIERÍA GEODÉSICA Y CARTOGRÁFICA

**TESIS DOCTORAL**

**METODOLOGÍAS PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGROSIDAD A LOS  
DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR TERREMOTOS**



D<sup>a</sup>. María José García Rodríguez  
*mjosegr@topografia.upm.es*

**Directores:**

Dra. D<sup>a</sup>. Belén Benito Oterino  
*ma\_ben@topografia.upm.es*

Dr. D. José Antonio Malpica Velasco  
*josea.malpica@uah.es*



Noviembre de 2008

**UNIVERSIDAD DE ALCALÁ**

**DEPARTAMENTO DE MATEMÁTICAS**



**TESIS DOCTORAL**

**METODOLOGÍAS PARA LA EVALUACIÓN DE  
PELIGROSIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS  
INDUCIDOS POR TERREMOTOS**

Tesis doctoral presentada por:

María José García Rodríguez

Bajo la dirección de:

Dr. José Antonio Malpica Velasco

Dra. M<sup>a</sup> Belén Benito Oterino

*A mis padres.*



*Nuestra recompensa se encuentra  
en el esfuerzo y no en el resultado.  
Un esfuerzo total es una victoria  
completa.*

*Mahatma Gandhi*



## AGRADECIMIENTOS

*En estas líneas me gustaría agradecer a las personas y a los equipos de trabajo de diversas Instituciones que me han apoyado a la elaboración de esta tesis.*

*Al Dr. José Antonio Malpica Velasco del Departamento de Matemáticas de la Escuela de Geodesia y Cartografía de la Universidad de Alcalá por su inestimable apoyo, dedicación constante y sabios consejos en la dirección de esta tesis.*

*A la Dra. M<sup>a</sup> Belén Benito Oterino, de la ETSI. de Topografía, Geodesia y Cartografía, Universidad Politécnica de Madrid (UPM), por facilitarme los medios para iniciar una carrera investigadora, tarea tan difícil y arriesgada en nuestros días como enriquecedora experiencia, por su confianza en mi trabajo y en los diferentes proyectos llevados a cabo dentro del Grupo de Ingeniería Sísmica a lo largo de estos casi seis años.*

*A las instituciones que han financiado mi investigación, Ministerio de Educación y Ciencia, Ministerio de Ciencia y Tecnología, y Relaciones Internacionales con América Latina de la Universidad Politécnica de Madrid, así como a la ETSI. de Topografía, Geodesia y Cartografía de Madrid (UPM) donde he desarrollado los diversos proyectos.*

*A mis compañeros, Dr. Jorge M. Gaspar Escribano, por sus buenas aportaciones y consejos en la revisión, Esther, Raquel, Toño, Perico, Alicia, Chere y Yolanda con los que he trabajado en la Escuela de Topografía y compartido los buenos y no tan buenos momentos durante la ejecución de esta tesis.*

*Al Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) del Ministerio de Medioambiente y Recursos Naturales de El Salvador (MARN), por poner a disposición datos y documentos para abordar la aplicación del trabajo, especialmente a Griselda Marroquín y a Manuel Díaz.*

*Al Dr. Hans-Balder Havenith del Swiss Seismological Service - Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) de Zürich (Suiza), por su apoyo, confianza e interés en mi trabajo y a la Dra. Sonia Álvarez por sus gestiones y buena disposición que facilitaron mi estancia en el centro de investigación de ETH.*

*A la Dra. M<sup>a</sup> Concepción Alonso, por su ayuda desinteresada y claros consejos.*

*Al Dr. Antonio Vázquez y Rufino Pérez, de la ETSI. de Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid, que participaron activamente en el proyecto ANDROS del Plan Nacional I+D+i (2003-2007) financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia. A los alumnos: Patricia Chillarón, Jorge Rojo y Mercedes Pérez Escalante (Chere) que realizaron proyectos fin de carrera en la línea de este proyecto.*

*A la Dra. Carmen Morillo, por sus siempre acertadas y buenas sugerencias.*

*Al Dr. Carlos Rodríguez, por sus enseñanzas en los inicios de este trabajo.*

*A Teresa Iturrioz, por su ánimo, comprensión y ser mi guía en mi camino.*

*A mis padres, a Raquel y a Javi por su apoyo incondicional y comprensión en todo momento.*

*Y a todos aquellos que han colaborado de alguna manera en la realización de este trabajo.*



## RESUMEN

La presente tesis tiene como principal objetivo realizar un aporte metodológico para la modelización estocástica en la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos de laderas inducidos por sismos. Dada la imposibilidad de predecir estos fenómenos con un margen suficientemente pequeño de tiempo como para tomar acciones a corto plazo, la línea de evaluación de la peligrosidad y la adopción de políticas preventivas es, actualmente, la medida más eficaz de mitigación del riesgo asociado.

Los deslizamientos de laderas pueden ser inducidos por diversas causas, que actúan como factor detonante. Las más frecuentes son las fuertes lluvias y los terremotos, que en principio pueden considerarse independientes, aunque se ha evidenciado que muchos terremotos han disparado mayor número de deslizamientos en zonas previamente afectadas por fuertes lluvias. Por ello, aunque esta tesis se centra en la evaluación de la peligrosidad asociada al terremoto, su relación con las precipitaciones será tenida en cuenta.

Como en la mayoría de los riesgos naturales, el estudio del peligro de deslizamientos de laderas requiere disponer de un modelo matemático que permita la evaluación y análisis de la probabilidad de ocurrencia del fenómeno en una determinada región y durante un tiempo dado. La comunidad científica en los últimos años se ha esforzado por encontrar el modelo que mejor se adapte a la realidad; una tarea que resulta difícil y complicada, debido principalmente a que los deslizamientos son fenómenos complejos que involucran gran cantidad de parámetros interaccionando entre sí, como son la morfología del terreno, geología, nivel de precipitaciones, sismicidad y tectónica de la región, entre otros.

El objetivo central de esta tesis consiste en investigar y desarrollar la modelización matemática del peligro de los deslizamientos de laderas a escala regional. Para abordar el fenómeno, no solo es importante la definición de un modelo conceptual, sino también su implementación computacional. Las aplicaciones con los métodos estocásticos han ido creciendo en estos últimos años debido principalmente a la capacidad de los ordenadores y al uso generalizado de herramientas geoespaciales, como los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Actualmente, la aplicación de técnicas estadísticas junto con el uso de los SIG, proporcionan importantes herramientas para la consulta de la información, análisis geoespaciales, así como, la representación y la visualización de los datos geográficos, facilitando la elaboración de mapas de amenaza y peligro y la consiguiente, toma de decisiones en multitud de campos, particularmente en materia de riesgos naturales. Esta tesis aprovecha estas técnicas y herramientas para realizar algunas aportaciones en esta línea de trabajo.

Para la consecución del objetivo propuesto se ha comenzado realizando una completa descripción del estado del arte, analizando y clasificando los diferentes métodos empleados en la literatura científica: geomorfológicos, heurísticos, físicos, estocásticos, y métodos alternativos como las redes neuronales artificiales. Se han estudiado además diferentes métodos estadísticos habitualmente empleados en otras materias y se ha valorado la posibilidad de aplicarlos para modelizar el fenómeno del deslizamiento. La conclusión de los métodos que resultan más idóneos para el fin propuesto es una de las principales contribuciones de esta tesis.

Los deslizamientos, al igual que otros fenómenos naturales, se caracterizan por presentar comportamientos que en ocasiones son caóticos, por lo que resulta conveniente el uso de modelos no lineales para la evaluación del peligro asociado. Por ello se ha puesto especial énfasis en la investigación sobre la resolución de técnicas estocásticas, entre las que han resultado, como más idóneas y fiables para la evaluación del peligro de deslizamientos de áreas extensas, las técnicas de regresión logística y las redes neuronales.

Dichas técnicas han sido aplicadas para el escenario del terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador, del que se dispone de un importante volumen de información, que se ha aprovechado para el contraste de modelos. En una primera fase, se ha realizado una aplicación empleando los métodos de regresión logística y redes neuronales para evaluar la susceptibilidad y el peligro de deslizamientos asociados al escenario citado. La comparación de los resultados de nuestra predicción con las observaciones arroja un ajuste del 89.4% entre el modelo real y el predicho cuando se utiliza el método de regresión logística y un 95.1% al usar el método de redes neuronales artificiales.

Por último, el modelo calibrado se ha empleado para evaluar el peligro de deslizamientos asociados a movimientos potenciales por sismos futuros, con un 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años, correspondientes a movimientos con periodo de retorno de 475 años. Se ha elegido esta probabilidad por ser la que habitualmente regula el diseño sismorresistente de estructuras convencionales en la mayor parte de las normativas. Como resultado final se obtienen mapas de peligrosidad de deslizamientos inducidos por sismos, basados en los modelos de regresión logística y redes neuronales, que pueden servir para identificar las zonas con mayor peligro y pueden ser de utilidad en planificación urbanística y territorial.

# ABSTRACT

This thesis focuses on the use of stochastic modelling methodology to assess earthquake-triggered landslide hazard and susceptibility. Due to the fact that it is currently impossible to predict these phenomena early enough to take action, the most effective way to mitigate the risk of landslides is the hazard assessment line and the adoption of preventive policies.

Landslides can be induced by various causes, which act as triggers. The most common are heavy rains and earthquakes, which can be considered triggers independently, although it has been proven that some earthquakes have triggered more landslides in areas previously affected by heavy rains. Therefore, although this thesis focuses on the assessment of landslide hazard associated with earthquakes, the effect of precipitation will also be taken into account.

As with the majority of natural hazards, the study of landslides requires a mathematical model for the evaluation and analysis of the phenomenon's probability of occurrence in a particular region. In recent years, the scientific community has worked to find the model that best fits the reality of this phenomenon, but this is a difficult and complicated task mainly because landslides are complex phenomena that involve a large number of interacting parameters, such as terrain morphology, geology, precipitation levels, and the seismicity and tectonics of the region, among others. The central objective of this thesis is to investigate the mathematical modelling of landslide hazard at the regional scale.

In order to evaluate the phenomenon, it is important not only to define a mathematical conceptual model, but also its computational implementation. The applications of stochastic and heuristic methods have increased in recent years, mainly due to the increased capabilities of computers and the widespread use of geospatial tools such as Geographic Information Systems (GIS). Currently, the application of statistical techniques together with a GIS provides important tools for creating interactive queries of the information, geospatial analysis, as well as the representation and visualization of geographic data, thereby supporting the hazard mapping and thus the decision-making in many fields, particularly those concerning natural hazards. This thesis combines these techniques and tools to make a contribution to natural hazard assessment.

To reach the proposed objective, a comprehensive description of the techniques and tools available was compiled by analyzing and categorizing the different methods used in the scientific literature: heuristics, stochastics, artificial neural networks, etc. Since landslides, like other natural phenomena, are characterized by complex and sometimes chaotic behaviour, both linear and non-linear mathematical models should be used to assess landslide hazard.

In this thesis, stochastic techniques were investigated, mainly those of logistic regression and neural networks, with focus on the assessment of landslide hazard in wide areas. These techniques were applied to the El Salvador earthquake scenario of 13 January 2001, which provides a significant amount of information to contrast the two models. The results of this study were compared with our predictions for both models, with the logistic regression technique yielding a value of 89.4 percent and the artificial neural networks model a value of 95.1 percent.

Finally, earthquake-triggered landslide hazard models were developed for the Central American country of El Salvador, for the specific scenario of a past event. In addition, a probabilistic model of movement, in terms of peak acceleration (PGA) with a return period of 475 years, was developed. This movement, which is generally considered in the design of regulations for conventional structures, could be applicable in the prediction of future occurrences of this phenomenon. This should be useful for detecting dangerous areas for urban and territorial planning purposes.

# ÍNDICE DE CONTENIDOS

ÍNDICE DE FIGURAS	ix
ÍNDICE DE TABLAS	xv
INTRODUCCIÓN	1
PARTE I. FUNDAMENTOS TEÓRICOS RELACIONADOS CON EL FENÓMENO DE LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERA	7
1. INTRODUCCIÓN	7
2. OBJETIVOS	9
3. CONCEPTOS GENERALES RELACIONADOS CON LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS	11
3.1. Definiciones y Conceptos Básicos	11
3.2. Clasificación de los deslizamientos	14
3.2.1. En función del mecanismo de rotura y propagación del movimiento	14
3.2.2. En función de la actividad	18
3.3.3. En función del desarrollo	19
3.3. Causas de los deslizamientos	20
3.3.1. Factores de susceptibilidad	20
3.3.2. Factores Detonante	21
3.4. Riesgo de Deslizamientos de Laderas	24
3.4.1. Deslizamientos en Centroamérica	25
3.4.2. Deslizamientos en España	26
4. FACTOR DETONANTE	29
4.1. Caracterización del movimiento sísmico	29
4.1.1. Parámetros Característicos	29
4.1.2. Parámetros de Daño Potencial	31
4.2. Evaluación y Predicción de Parámetros	32
4.2.1. Estimación de parámetros para un determinado escenario sísmico	32
4.2.2. Predicción de parámetros: Análisis de Peligrosidad	34
4.2.3. Cálculo de la Peligrosidad	39

PARTE II. ESTADO DEL ARTE EN LA EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD Y/O PELIGROSIDAD DE DESLIZAMIENTOS DE LADERA	45
5. ESTADO DEL ARTE	45
5.1. Principios Básicos	47
5.2. Cartografía de Zonas Inestables y/o Movimientos de Ladera	47
5.2.1. La Unidad Cartográfica	48
5.2.2. Escala de Trabajo	50
5.3. El SIG en el Análisis de Susceptibilidad y Peligrosidad de Deslizamientos	50
5.3.1. Definición	51
5.3.2. Desarrollo Histórico	52
5.3.3. Ventajas e Inconvenientes	53
6. CLASIFICACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS	57
7. DESARROLLO DE METODOLOGÍAS	57
7.1. Metodologías Geomorfológicas	57
7.1.1. Análisis de la densidad de los deslizamientos	57
7.1.2. Análisis de la actividad de los deslizamientos	58
7.1.3. Análisis de la susceptibilidad geomorfológica	58
7.1.4. Análisis de las unidades de paisaje o <i>land system</i>	58
7.2. Metodologías Deterministas. Método de Newmark	59
7.2.1. Fundamentos teóricos	59
7.2.1.1. Factor de Seguridad ( $F_s$ )	59
7.2.1.2. Aceleración crítica ( $A_c$ )	61
7.2.1.3. Desplazamiento de <i>Newmark</i> ( $N_b$ )	62
7.2.1.4. Estimación de la probabilidad de deslizamiento	64
7.3. Semi-Cuantitativas	65
7.3.1. Índice Estadístico de Deslizamiento	65
7.3.2. Método del Proceso de Análisis Jerárquico ( <i>Analytical Hierarchy Process, AHP</i> )	66
7.3.3. Metodología de Mora-Vahrson	69
7.3.3.1. Factor de Susceptibilidad	69
7.3.3.2. Factor Detonante	71
7.3.4 Metodología Rodríguez, 2001	72
7.4. Metodologías Estadísticas	76
7.4.1. Bivariantes	76
7.4.1.1. Teoría de Probabilidad Condicionada Bayesiana	78
7.4.1.2. Método del Valor de Información ( <i>Information Value</i> )	78
7.4.1.3. Pesos de Evidencia ( <i>Weight Of Evidence, WoE</i> )	79
7.4.1.4. Factor Certeza ( <i>Certainty Factor</i> )	82
7.4.1.5. Método Matriz	83
7.4.2. Estadísticas Multivariantes	87
7.5. Metodológicas Alternativas	93
7.5.1. Redes Neuronales Artificiales (RNA)	93
7.5.1.1. Introducción	93
7.5.1.2. Fundamentos Biológicos de Las Redes Neuronales	93

7.5.1.3. Redes Neuronales Artificiales (RNA)	95
7.5.1.4. Multicapa Perceptrón	97
7.5.1.5. Algoritmo de Aprendizaje de la Regla Delta Generalizada ( <i>Backpropagation</i> )	97
7.5.1.6. Estudios de Susceptibilidad a los Deslizamientos de Laderas con RNA	101
7.5.1.7. Ventajas e Inconvenientes de las RNA	103
7.5.2. Conjuntos Difusos ( <i>Fuzzy Set</i> )	105
7.5.2.1. Teoría de la Evidencia o <i>Dempster-Shafer</i>	106
<b>PARTE III. APLICACIÓN METODOLÓGICA EN EL SALVADOR</b>	<b>113</b>
8. INTRODUCCIÓN	113
9. CONTEXTO DE LA APLICACIÓN	117
9.1. Tectónica	119
9.2. Morfología	121
9.2.1. La Llanura Costera Aluvial	121
9.2.2. La Cadena Costera	122
9.2.3. Meseta o Graben Central	126
9.2.4. La Cadena Volcánica Septentrional	127
9.3. Geología	130
9.3.1. Formaciones Sedimentarias	132
9.3.2. Formaciones Volcánicas e Intrusivas	133
9.3.3. Elementos estratigráficos	136
9.4. Propiedades Geotécnicas de los suelos	137
9.5. Sismicidad	141
9.6. Precipitaciones	146
9.7. Información Histórica Relacionada con Deslizamientos de Laderas	147
10. ESCENARIO DE LA APLICACIÓN: SISMOS Y DESLIZAMIENTOS DE 2001	151
10.1. Terremotos del 2001	151
10.1.1. Terremoto del 13 de enero	154
10.1.2. Terremoto del 13 de Febrero	155
10.2. Deslizamientos de 2001	156
10.3. Daños del Terremoto 13 de Enero de 2001	163
10.4. Daños del Terremoto 13 de Febrero de 2001	166
11. SIG DE EL SALVADOR	169
11.1. Introducción	169
11.2. Cartografía Base	170
11.3. Capa Geológica	170
11.3.1. Proceso de Digitalización	171
11.3.2. Estructuración de la Base de Datos	172
11.3.3. Georreferenciación	176
11.3.4. Edición	178
11.3.5. Validación	178
11.4. Modelo Digital del Terreno (MDT)	179
11.5. Inventario de deslizamientos de laderas	182
11.5.1. Generalidades	182

11.5.2. Inventario de deslizamientos de El Salvador asociados a los sismos de 2001 en El Salvador	182
12. EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS	189
12.1. Análisis de factores susceptibles a los deslizamientos	189
12.1.1. Mapa Litológico Reclasificado	190
12.1.2. Modelo Digital de Elevaciones	194
12.1.3. Mapa de Pendientes	195
12.1.4. Mapa de Orientaciones	197
12.1.5. Mapa de Rugosidad	199
12.1.6. Mapa de Precipitación Media Anual	201
12.1.7. Mapa de Usos del Suelo	203
12.2. Análisis de la distribución de deslizamientos de laderas en función de los factores condicionantes	205
12.3. Evaluación de la Susceptibilidad por medio de Técnicas de Regresión Logística (RL)	207
12.3.1. Resumen Fundamentos Teóricos	207
12.3.2. Cálculo con Regresión Logística	208
12.3.2.1. Método de Variable Completa	209
12.3.2.2. Método de pasos sucesivos (Stepwise)	212
12.3.3. Curva COR	214
12.3.4. Cartografía de resultados del Modelo RL	219
12.4. Evaluación de la Susceptibilidad por medio de Redes Neuronales Artificiales (RNA).	221
12.4.1. Resumen Fundamentos Teóricos	221
12.4.2. Cálculo de la Red	221
12.4.2.1. Creación	222
12.4.2.2. Aprendizaje	223
12.4.2.3. Validación	223
12.4.3. Cartografía de resultados del Modelo de RNA	227
13. EVALUACIÓN DE LA ACCIÓN DETONANTE	229
13.1. Introducción	229
13.2. Escenario del Sismo del 13 de Enero de 2001	229
13.2.1. Mapa del Movimiento en Suelo Firme	229
13.2.2. Mapa Detonante: Movimiento incluyendo el Efecto Local	232
13.3. Peligrosidad Sísmica: Movimiento Probable por Sismos Futuros	242
13.3.1. Mapa del Movimiento en Suelo Firme	244
13.3.2. Mapa Detonante: Movimiento Probable incluyendo el Efecto Local	246
14. EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS	249
14.1. Mapa de Peligrosidad a los deslizamientos del 13 enero de 2001	249
14.2. Mapa de Peligrosidad Probabilista	253
14.3. Discusión	257
SUMARIO Y CONCLUSIONES	267
PROBLEMAS ABIERTOS	271
REFERENCIAS	273



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1. Cuadro sinóptico exponiendo las relaciones existentes entre diferentes conceptos relacionados con el riesgo.	13
Figura 3.2. Descripción de un deslizamiento de ladera (Fuente: Suárez, 1998).	13
Figura 3.3. Clasificación de los movimientos de masa según el mecanismo de rotura y propagación del movimiento. (Fuente: González de Vallejo, 2002).	16
Figura 3.4. Posibles tipos de actividad en relación con los movimientos de ladera: (1) activo, (2) suspendido, (3), reactivado, (4) dormido, (5) abandonado, (6) relicto. (Fuente: WP/WLI, International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, 1993).	18
Figura 3.5. Vista panorámica de la destrucción de viviendas y de los deslizamientos inducidos tras la ocurrencia del terremoto el 12 mayo de 2008 en Beichuan (Sichuan, al SO de China). (Fuente: P. Murphy)	22
Figura 3.6. Gráfica que muestra la tendencia a la ocurrencia de desastres naturales entre 1975 y 2005 (EM-DAT, 2007)	24
Figura 4.1. Esquema de construcción de espectros de respuesta (Hays, 1980).	30
Figura 4.2. Niveles de amplificación del movimiento en función de la superficie litológica que atraviesa la señal sísmica (roca dura, roca sedimentaria, suelos aluviales, suelos limosos).	36
Figura 4.3. Ejemplo de espectros de respuesta en condiciones extremas de tipo de suelo y distancia epicentral, junto con el tipo de edificios que pueden verse más afectados (Coburn et al., 1992). El espectro A corresponde a movimiento en campo próximo y emplazamiento en roca. El espectro B corresponde a movimiento en campo lejano y suelo blando.	37
Figura 4.4. Amplificación de la señal en la cuenca Volvi. Fuente: EURO-SEISTEC (Jongmans et al., 1998).	39
Figura 4 5. Curvas de peligrosidad para las ciudades de Guatemala y San Salvador (Fuente: Proyecto RESIS II, Benito et al., 2008)	42
Figura 4.6. Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR=500 años (Fuente: Proyecto RESIS II).	43
Figura 6.1. Diagrama con las metodologías más empleadas para la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos de laderas.	55
Figura 7.1. Ejemplo de mapa de densidad de deslizamientos de la de Isla San Miguel, Archipiélago de Azores. Cada punto verde representa un deslizamiento (Valadão et al., 2002).	58
Figura 7.2. Modelo de un deslizamiento potencial con pendiente constante mostrando la interacción de la carga gravitacional (L), la fuerza resistente (R) y la aceleración sísmica del lugar (a(t)). La pendiente tiene una inclinación, el bloque deslizante tiene un espesor (h). El deslizamiento potencial tiene una masa igual a (m) y (g) es la aceleración debida a la gravedad (Fuente: Coral Moncayo, 2002).	60

Figura 7.3. Cálculo del algoritmo de desplazamiento de <i>Newmark</i> para un deslizamiento ( <i>adaptación según Wilson y Keefer, 1983</i> ). (A) Historia temporal de aceleración del terremoto junto a la aceleración crítica (línea discontinua horizontal) de 0.20g. (B) Velocidad del deslizamiento en función del tiempo (C) Desplazamiento de la masa deslizada en función del tiempo.	62
Figura 7.4. Mapa que muestra los desplazamientos de <i>Newmark</i> estimados para una región de Oat Mountain al norte del Valle de San Fernando cerca de Los Angeles, <i>California</i> ( <i>Jibson et al., 2000</i> ).	64
Figura 7.5. Curva de probabilidad de deslizamiento en función de desplazamiento de <i>Newmark</i> ( <i>Jibson et al., 1998</i> ).	64
Figura 7.6. Gráfica para la evaluación de la amenaza por deslizamientos ( <i>Rodríguez, 2001</i> ).	74
Figura 7.7. Esquema de la metodología propuesta para la evaluación de deslizamientos de laderas inducidos por sismos	75
Figura 7.8. Diagrama para la determinación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante el método de la matriz ( <i>Irigaray, 1995</i> ). A: matriz de deslizamiento (litología, pendiente, orientación); B: Matriz de la región de estudio (litología, pendiente, orientación). Dividiendo A y B y multiplicando por 100 resulta C: Matriz de susceptibilidad (litología, pendiente, orientación); D: Clases de susceptibilidad en cada píxel: baja, moderado, alto. (1) Litología D, Pendiente N; Orientación Z; (2) Litología E; Pendiente P; Orientación Z.	86
Figura 7.9. Función sigmoide empleada en el cálculo de regresión logística	89
Figura 7.10. Diagrama de una célula nerviosa o neurona biológica ( <a href="http://www.kalipedia.com">www.kalipedia.com</a> )	94
Figura 7.11. Arquitectura de una red Neuronal	96
Figura 7.12. Esquema del funcionamiento de una red neuronal	99
Figura 7.13. Esquema representativo de la combinación de evidencias.	108
Figura 8.1. Esquema de la Metodología aplicada para la evaluación de la Peligrosidad de deslizamientos.	115
Figura 9.1 Mapa geográfico y tectónico de Centroamérica con referencia al contexto de la aplicación: El Salvador.	118
Figura 9.2 Localización geográfica y geológica de El Salvador. a) Imagen de satélite de El Salvador (SRTM: Shuttle Radar Topography Mission). Fuente: NASA's Earth Science Enterprise Scientific Data, by Earth Satellite Corporation. <a href="https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/">https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/</a> b) Mapa tectónico regional de Centroamérica. Triángulos sólidos indican fallas en las zonas de subducción y colisión, respectivamente. Las flechas grandes indican los vectores de movimiento de las placas, las flechitas negras muestran el sentido de los desplazamientos de las fallas. Los triángulos negros grandes son los volcanes del cuaternario.	120
Figura 9.3. Volcán de Santa Ana ( <a href="http://www.salvanatura.org">http://www.salvanatura.org</a> ).	123
Figura 9.4. Vista aérea del volcán de Izalco, atrás el cerro Verde y al fondo el lago de Coatepeque ( <a href="http://www.panoramio.com">www.panoramio.com</a> ).	124
Figura 9.5. Volcán San Salvador ( <a href="http://www.stfrancisdesalescatholicchurch.org">www.stfrancisdesalescatholicchurch.org</a> ).	125
Figura 9.6. Cerro El Pital con una altitud de 2.730m ( <a href="http://www.skyscrapercity.com">www.skyscrapercity.com</a> )	127
Figura 9.7. Mapa morfoestructural de El Salvador.	129
Figura 9.8. Fragmento del esquema cronológico donde se encuadran los materiales de El Salvador.	131
Figura 9.9. Esquema de clasificación de rocas magmáticas que se dividen en dos grandes grupos: plutónicas y volcánicas. Éstas a su vez se diferencian en lavas (estado líquido) y piroclastos (estado sólido). Nomenclatura utilizada: A: ácida, IA: Intermedia-ácida, IB: Intemedi-básica y B: básica.	133
Figura 9.10. Mapa Geológico representando las formaciones geológicas de El Salvador, formado a partir de la cartografía geológica de la Misión Geológica Alemana e IGN de El Salvador (1:100.000).	135
Figura 9.11. Estratigrafía de El Salvador ( <i>Donnelly et al., 1990</i> ).	137
Figura 9.12. Formación San Salvador y vista en detalle de la Tierra Blanca	138
Figura 9.13. Unidades de la Tierra Blanca Joven (Hernández, W., 2004).	139
Figura 9.14. Formación El Bálsamo, secuencia de Tierra Blanca (s4) y Tobas de color café (s3'a). Estas últimas son descritas como una secuencia de piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas (Fuente: M.Tsigé).	140

Figura 9.15. Basaltos y andesitas (s5'a) formados por una secuencia de rocas efusivas básicas-intermedias.	140
Figura 9.16. Mapa tectónico regional de Centroamérica ( <i>Benito et al., 2005</i> )	142
Figura 9.17. Terremoto del 16 de abril de 1854, dibujado por el viajero polaco-francés Arnold Boscowitz ( <a href="http://www.elsalvador.com">www.elsalvador.com</a> )	144
Figura 9.18. Mapa de isosistas en la escala de intensidad Mercalli Modificada para los terremotos de cadena volcánica de El Salvador ocurridos en el siglo XX ( <i>según Harlow et al., 1993</i> ). La línea sólida corresponde a intensidad VII y la línea punteada a intensidad VI.	144
Figura 9.19. Mapa de isosistas en la escala de intensidad Mercalli Modificada para los terremotos de subducción que han afectado a El Salvador en el siglo XX ( <i>según Álvarez, 1982, Ambraseys y Adams, 1996, Grases, 1994</i> ). Las líneas sólidas corresponden a intensidades VIII y IX y la línea punteada corresponde a intensidad VIII.	145
Figura 9.20. Distribución temporal de la lluvia promedio en El Salvador ( <i>Fuente: SNET</i> )	147
Figura 9.21. Ubicación de los principales deslizamientos ocurridos en El Salvador desde 1982 hasta 2005 ( <i>Fuente: SNET</i> )	149
Figura 9.22. Deslizamiento en la quebrada Maradiaga, volcán de San Vicente en 1995 ( <i>Fuente: USGS</i> ).	149
Figura 9.23. Deslizamiento La Zompopera, Chalatenango, 1998 ( <i>Fuente: USGS</i> ).	149
Figura 10.1. Sismicidad de El Salvador durante el año 2001.	153
Figura 10.2. Mapa de isosistas del 13 de enero de 2001 ( <i>ONU, CEPAL, 2001</i> )	154
Figura 10.3. Deslizamiento producido por el sismo del 13 de enero de 2001 en la zona de Las Colinas de Santa Tecla, con casi 600 víctimas mortales. El sismo de magnitud Mw 7,7, con epicentro localizado en la costa Oeste de El Salvador, en la zona de subducción entre las placas de Cocos y Caribe, desencadenó más de 600 deslizamientos de ladera ( <i>Benito et al., 2004</i> ).	160
Figura 10.4. Perfil del deslizamiento de Las Colinas de Santa Tecla ( <i>Konagai et al., 2002</i> )	161
Figura 10.5. Vista de la parte superior del escarpe donde se inició el Deslizamiento Las Colinas ( <i>Santa Tecla, 13-01-2001, USGS</i> )	161
Figura 10.6. Histograma del porcentaje de viviendas destruidas por departamento por el sismo del 13 de enero de 2001.	165
Figura 10.7. Histograma del porcentaje de viviendas destruidas por departamento por el sismo del 13 de febrero de 2001.	167
Figura 10.8. Vista de la destrucción de viviendas y población afectada, después de la ocurrencia de los devastadores terremotos en El Salvador ( <i>CEPAL, 2001</i> )	167
Figura 11.1 Ventana del SIG de El Salvador. La imagen muestra distintas capas geológicas (litología, fallas, volcanes, etc.), que son catalogadas mediante asignación de un código para facilitar posteriores consultas.	171
Figura 11.2. Estructura de capas del SIG Geológico de El Salvador.	172
Figura 11.3. Ventana de la aplicación que muestra la edición de las coberturas de una hoja.	178
Figura 11.4. Red de triángulos irregulares o TIN ( <i>Triangulate Irregular Network</i> ).	180
Figura 11.5. Modelo Digital del Terreno representa las altitudes en metros (tamaño de celda de 100x100 m).	181
Figura 11.6. Inventario de deslizamientos de laderas depurado para la realización del posterior análisis de este estudio. Donde los puntos rojos indican deslizamientos inducidos por el sismo del 13 de enero (112 registros) y los puntos azules los del 13 de febrero de 2001 (62 registros).	183
Figura 12.1. Mapa generalizado de la litología de El Salvador, reagrupada en cuatro clases: roca dura, roca blanda, suelo consolidado y suelo no consolidado (partiendo de la clasificación propuesta por el MARN).	193
Figura 12.2. Ventana 3x3 utilizada para calcular las derivadas de las matrices de elevación.	195
Figura 12.3. Mapa de Pendientes (tamaño de celda de 100x100 m) generado en el estudio.	196
Figura 12.4. Mapa de orientaciones de El Salvador. Significado de la codificación utilizada, 1: Llano, 2: Norte, 3: Noreste (NE), 4: Este, 5: Sureste (SE), 6: Sur, 7: Suroeste (SO), 8: Oeste y 9: Noroeste (NO).	198
Figura 12.5. Mapa de rugosidad del terreno representado en 256 niveles de grises.	200
Figura 12.6. Ventana del cálculo del método de kriging ordinario del módulo <i>Geostatistical Analyst</i> de <i>ArcGIS (ESRI)</i> .	201
Figura 12.7. Precipitación media anual en mm para un periodo de 30 años (factor climático).	202
Figura 12.8. Mapa de usos del suelo de El Salvador.	204

Figura 12.9. Histogramas de densidad de deslizamiento en porcentaje frente a las variables: a) Elevación, b) Rugosidad, c): Pendiente, d) Orientación, e) Precipitación media anual, f) Litología y g) Usos de Suelo.	206
Figura 12.10. Mapa que representa las muestras de deslizamientos (en rojo) y no deslizamientos (en verde) empleadas en este estudio.	210
Figura 12.11. Representación de la distribución normal de las pruebas diagnósticas (deslizamiento y no deslizamiento) y punto de corte o umbral seleccionado.	215
Figura 12.12. Representación de la especificidad y sensibilidad frente a los valores del umbral	216
Figura 12.13. Representación de Curva COR	216
Figura 12.14. Curva COR del modelo de regresión logística. El área bajo la curva es de 0.980.	218
Figura 12.15. Mapa de susceptibilidad de El Salvador obtenido mediante regresión logística "método stepwise".	220
Figura 12.16. Curva COR que representa la probabilidad de detección (Pd) frente a la probabilidad de falsa alarma (Pfa), generada a partir del modelo de predicción de la red neuronal. Línea roja: curva COR de la clase no deslizamientos y línea blanca: curva COR de la clase deslizamientos.	226
Figura 12.17. Mapa de Susceptibilidad de El Salvador generado a partir del modelo RNA.	228
Figura 13.1. Mapa de isolíneas del movimiento en suelo firme (PGA) del terremoto del 13 de enero de 2001.	231
Figura 13.2. Efecto producido por la amplificación topográfica (cafetales de la Cordillera del Bálsamo)	233
Figura 13.3. Curvas de regresión lineal y límites de confianza al 95% para la ordenada promedio de la amplificación de la aceleración horizontal en función de la aceleración pico horizontal para las clases de suelo SC-II y SC-III. (Fuente: Borcherdt, 1995)	233
Figura 13.4. Ajuste para definir la función de amplificación en suelos de clase IV	234
Figura 13.5. Mapa de factores de amplificación debido a la geología de El Salvador	235
Figura 13.6. Mapa del movimiento fuerte estimado incluyendo el efecto de la geología (g), en términos de aceleración pico (PGA), junto con las cabeceras de los departamentos de El Salvador.	236
Figura 13.7. Representación gráfica de la aceleración (PGA en g) amplificada por geología para las capitales de los 14 departamentos de El Salvador.	237
Figura 13.8. Mapa de factores de amplificación debido a la topografía de El Salvador, obtenido en base a la clasificación propuesta en este estudio.	238
Figura 13.9. Mapa del movimiento estimado en términos de PGA (g) incluyendo el efecto local para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001.	240
Figura 13.10. Mapa de detonante para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, incluyendo el efecto local (valores normalizados entre 0 y 1).	241
Figura 13.11. Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años (Fuente: Bommer et al., 1998).	243
Figura 13.12. Mapa de peligrosidad sísmica de El Salvador, en términos de PGA (gales) para periodo de retorno de 475 años.	245
Figura 13.13. Mapa detonante que representa la peligrosidad sísmica probabilista para periodo de retorno de 475 años de El Salvador, incluyendo el efecto local (valores normalizados entre 0 y 1).	247
Figura 14.1 Mapa de peligrosidad a los deslizamientos de laderas en El Salvador para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, junto con los deslizamientos observados tras ese sismo, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo de regresión logística $S_{RL}$ .	251
Figura 14.2. Mapa de peligrosidad a los de laderas en El Salvador para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, junto con los deslizamientos observados tras ese sismo, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo de redes neuronales $S_{RNA}$ .	252
Figura 14.3. Mapa probabilista de peligrosidad a los deslizamientos para un periodo de retorno de 475 años, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir de técnicas de regresión logística.	254
Figura 14.4. Mapa probabilista de peligrosidad a los deslizamientos para un periodo de retorno de 475 años, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo RNA.	255
Figura 14.5. Esquema del proceso global seguido para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos, junto con los mapas intermedios obtenidos, según las diferentes opciones de la aplicación realizada: método de regresión logística y redes neuronales y escenario determinista y probabilista.	256
Figura 14.6 Curvas COR de los modelos RL y RNA. El modelo RL discrimina mejor las muestras de deslizamientos que el modelo RNA.	258
Figura 14.7. Ejemplo gráfico de actuación de los dos modelos empleados en este estudio: RL (línea negra) y RNA (línea verde) empleados en este estudio. Los puntos rojos y azules	259

representan la muestra de datos, indicando posiciones de deslizamientos y no deslizamientos, respectivamente. El modelo de RNA se adapta mejor a los datos con los que hemos entrenado la red, pero arrojará un mayor error frente al modelo de RL, ante la clasificación de nuevas muestras.

Figura 14.8. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador (Su%), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RL). 261

Figura 14.9. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador (Su%), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RNA). 262

Figura 14.10. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador (Su%), según el mapa probabilista obtenido para un periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad de RL). 263

Figura 14.11. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador (Su%), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RNA). 264



# ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Características de los movimientos de masa inducidos por sismos, según adaptación de Keefer (1984) partiendo de la clasificación de Varnes (1978).	17
Tabla 3.2. Fases del desarrollo de los movimientos de ladera según Chacón et al. (1996).	19
Tabla 7.1. Escala de comparaciones (Saaty, 1990).	66
Tabla 7.2. Factor de Relieve Relativo.	69
Tabla 7.3. Clasificación litológica y susceptibilidad a partir de casos representativos para Centroamérica.	70
Tabla 7.4. Clasificación de lluvia promedio mensual.	70
Tabla 7.5. Factor de humedad del suelo.	70
Tabla 7.6. Clasificación de Intensidad sísmica (Ts).	71
Tabla 7.7. Factor de intensidad de precipitación (Tp).	71
Tabla 7.8. Clasificación de peligrosidad o amenaza (H) por deslizamientos de laderas.	72
Tabla 7.9. Valores de factor de susceptibilidad y detonante que definen los diferentes niveles de peligrosidad para deslizamientos con alto grado de alteración interna (Rodríguez, 2001).	75
Tabla 7.10. Ejemplo de distribución de porcentajes de movimientos por intervalos de pendientes (DeGraff et al, 1991).	84
Tabla 7.11. Procedimiento para el Cálculo del factor W para el ajuste de intervalos de susceptibilidad (DeGraff y Romesburg, 1980, DeGraff et al., 1991)	85
Tabla 9.1. Extensión y pendientes máximas de las unidades morfológicas de El Salvador.	128
Tabla 9.2. Parámetros focales de terremotos destructores en El Salvador a lo largo del siglo XX y comienzos de 2001.	145
Tabla 9.3. Registros históricos de deslizamientos de ladera ocurridos en El Salvador entre 1915-2005.	148
Tabla 10.1. Descripción de los deslizamientos de laderas más importantes inducidos por el terremoto del 13 de enero de 2001.	157
Tabla 10.2. Deslizamientos de laderas más importantes inducidos por el terremoto del 13 de febrero de 2001.	162
Tabla 10.3. Valoración de daños por departamentos producidos por el sismo 13 de enero de 2001 (Fuente: COEN, 2001).	164
Tabla 10.4. Resumen de los daños producidos por el terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador (Fuente: CEPAL, 2001).	165
Tabla 10.5. Valoración de daños por departamentos producidos por el sismo 13 de febrero de 2001 (Fuente: COEN, 2001).	166
Tabla 10.6. Resumen de los daños producidos por el terremoto del 13 de febrero de 2001 en El Salvador (Fuente: CEPAL, 2001).	167
Tabla 11.1. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a la Formación litológica (AA).	173
Tabla 11.2. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a la formación (AA), litología primaria (BB) y litología secundaria (CC).	174
Tabla 11.3. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a las unidades complementarias (DD).	175
Tabla 11.4. Elementos lineales y puntuales de la capa geológica y sus respectivos códigos.	175

Tabla 11.5. Leyenda litológica del Mapa Geológico de El Salvador.	176
Tabla 11.6. Parámetros del Sistema de Proyección empleado para El Salvador.	177
Tabla 11.7. Inventario depurado de deslizamientos de laderas inducidos por el sismo del 13 de enero de 2001 en El Salvador.	185
Tabla 12.1. Clasificación de suelos según <i>Borcherdt (1994)</i> .	190
Tabla 12.2. Clasificación litológica de El Salvador ( <i>MARN, 2003</i> ).	191
Tabla 12.3. Clasificación de unidades geológicas de El Salvador para la determinación de la amplificación por geología según clasificación <i>Borcherdt (1994)</i> y <i>MARN (2003)</i> .	192
Tabla 12.4. Valores obtenidos de los coeficientes de las variables independientes ( $b_0, b_1, \dots, b_6$ ), junto con la significación estadística de cada coeficiente dada por el <i>p-valor</i> y <i>odds ratio</i> .	211
Tabla 12.5. Test de probabilidad (-2LL) para el modelo de regresión logística de variable completa.	212
Tabla 12.6. Los coeficientes estimados y <i>odds ratio</i> del modelo <i>stepwise</i> de regresión logística.	212
Tabla 12.7. Test de probabilidad (-2LL) para el modelo de regresión logística <i>stepwise</i> .	213
Tabla 12.8. Test de Chi-cuadrado para el modelo de regresión logística <i>stepwise</i> .	213
Tabla 12.9. Clasificación del resultado de un diagnóstico o modelo de predicción.	214
Tabla 12.10. Coordenadas de la curva COR del modelo de regresión logística <i>stepwise</i> .	217
Tabla 12.11. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de la clasificación del modelo de susceptibilidad de RL.	219
Tabla 12.12. Matriz de confusión del análisis de clasificación con la red neuronal.	224
Tabla 12.13. Errores de comisión y omisión en número de píxeles y porcentaje.	225
Tabla 12.14. Precisión del clasificador (PA) y del usuario (UA) en número de píxeles y en porcentaje.	225
Tabla 12.15. Coordenadas de la curva COR del modelo de RNA de la clase deslizamiento.	226
Tabla 12.16. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de la clasificación del modelo de susceptibilidad de RNA.	227
Tabla 13.1. Coeficientes de regresión y desviaciones estándar en ecuaciones de atenuación para eventos de subducción intra-placa ( <i>Cepeda et al., 2004</i> ).	230
Tabla 13.2. Factores de amplificación para las clases litológicas consideradas en el análisis.	234
Tabla 13.3. Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años ( <i>Bommer et al., 1996, Alvarenga et al., 1997</i> ).	243
Tabla 14.1. Rangos de valores propuestos del factor de susceptibilidad según el modelo RL y del factor detonante para definir los diferentes niveles de peligrosidad a los deslizamientos inducidos por sismos en El Salvador.	250
Tabla 14.2. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa determinista obtenido a partir del modelo de RL.	250
Tabla 14.3. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa determinista obtenido a partir del modelo de RNA.	250
Tabla 14.4. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa probabilista obtenido a partir del modelo de RL.	253
Tabla 14.5. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa probabilista obtenido a partir del modelo de RNA.	253
Tabla 14.6. Porcentaje ajustado y factor de discriminación de la curva COR (AUCROC) para los modelos de RL y RNA.	257
Tabla 14.7. Porcentaje de superficie en cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad deducido por RL).	260
Tabla 14.8. Porcentaje de superficie en cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad deducido por RNA).	261
Tabla 14.9. Porcentaje de superficie en cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa probabilista asociado a futuros movimientos con periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad deducido por RL).	262
Tabla 14.10. Porcentaje de superficie en cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa probabilista obtenido para un periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad deducido por RNA).	263
Tabla 14.11. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de susceptibilidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador del modelo RL.	265
Tabla 14.12. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de susceptibilidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador del modelo RNA.	265



## INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos de laderas suponen un considerable riesgo, tanto para las personas como para el medioambiente. Además, los daños ocasionados afectan desde el punto de vista económico y social a una región por la destrucción de infraestructuras, carreteras, comunicaciones y falta de servicios esenciales. Existe actualmente un compromiso por parte de la comunidad científica para concienciar a la población y a las autoridades político-administrativas de la importancia de adopción de medidas de prevención y mitigación de los riesgos naturales, empleando para ello los conocimientos y resultados de investigaciones que facilitan las nuevas tecnologías geoespaciales (sistema de navegación de satélite, GPS o el futuro satélite europeo Galileo, imágenes de satélite, interferometría radar, etc.).

En este marco de prevención se sitúa la presente tesis, cuya memoria se estructura en tres partes diferenciadas. Una primera parte aborda el marco teórico, consta de objetivos, antecedentes, definiciones y conceptos fundamentales en relación con el fenómeno del deslizamiento y con la aplicación a desarrollar (*parte I*). En una segunda parte se realiza un estado del arte de las metodologías para la evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos (*parte II*), englobando desde los métodos más tradicionales como los geomorfológicos, físicos, semi-cuantitativos o heurísticos, hasta los más actuales de los métodos estadísticos. Asimismo se define unos principios básicos y se propone una clasificación metodológica: métodos deterministas (método de *Newmark*), métodos semi-cuantitativos, métodos estadísticos bivariantes y estadísticos multivariantes, por último métodos alternativos como las redes neuronales y *fuzzy*. En estos capítulos se aporta una descripción de los métodos existentes, y un análisis de las ventajas e inconvenientes que presentan en la modelización del peligro de deslizamientos.

Los deslizamientos ocurridos en El Salvador en el año 2001, generaron un importante volumen de datos que han constituido la base documental para la aplicación metodológica a desarrollar en la presente de tesis (*parte III*), empleando dos metodologías de evaluación de susceptibilidad de los deslizamientos a escala regional: regresión logística y redes neuronales. Además, se ha caracterizado el movimiento generado por el sismo del 13 de enero de 2001, dando lugar al mapa que se considera como acción detonante de los deslizamientos. Posteriormente, se han desarrollado mapas de peligrosidad combinado los mapas de susceptibilidad con los de acción detonante previamente estimados. Estos mapas se han desarrollado, tanto con carácter determinista, para el escenario fijado, como probabilista, reflejando el peligro de deslizamientos por movimientos futuros.

Como datos de partida para la aplicación práctica, se emplean las bases de datos tratadas y mapas generados en el contexto de los proyecto de investigación “*Evaluación del riesgo y prevención de deslizamientos catastróficos de laderas inducidos por terremotos. Aplicación a los casos de El Salvador y Sureste de España (ANDES)*” financiado por el anterior Ministerio de Ciencia y Tecnología en la convocatoria del Plan Nacional I+D+i 2000-2003 (Ren2001-0266-C02-02), y “*Caracterización de Acciones Sísmicas y Evaluación del Peligro de Deslizamientos de Ladera (ANDROS)*” del Plan Nacional I+D+i

2004-2007 (CGL2005-07456-C03-03/BTE) en los que la autora de la presente tesis ha participado activamente como investigadora dentro del *Grupo de Ingeniería Sísmica* de la ETSI. Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM).

El objetivo de estos proyectos es esencialmente el estudio y el desarrollo de metodologías de análisis de los riesgos de deslizamientos de laderas causados por terremotos. En el proyecto ANDES se empleó una metodología heurística, basada en la inicialmente desarrollada por *Rodríguez (2001)*, la cual fue aplicada a los terremotos ocurridos en El Salvador a comienzos del año 2001, lo que requirió la implementación de un SIG y estructuración de toda la información existente. Esa información estaba formada por un inventario de deslizamientos, una extensa colección de registros de movimiento fuerte del suelo (acelerogramas), observaciones macrosísmicas de los sismos del 13 de enero y del 13 de febrero, cartografía digital, datos geotécnicos, etc. Una buena parte de los datos se obtuvieron *in situ*, durante una visita realizada a ese país por la directora de la presente tesis, dos semanas después del primer terremoto del 13 de enero de 2001.

Otros proyectos en los que se ha participado dentro del *Grupo de Ingeniería Sísmica* de la ETSI. Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), y que se enmarcan en una línea de colaboración con diversas instituciones de El Salvador, en materia de riesgo sísmico son:

- “*Riesgo Sísmico y Peligro de Deslizamiento de Laderas en El Salvador I*”, financiado por la UPM, en su convocatoria de proyectos con Latinoamérica de 2004, a través del cual se formalizó institucionalmente la cooperación entre la UPM y el SNET (Nº AL05\_PID\_0037)
- “*Riesgo Sísmico y Peligro de Deslizamiento de Laderas en El Salvador II*”, financiado por la UPM, en su convocatoria de proyectos con Latinoamérica de 2005 (Nº AL06\_PID\_019).
- “*Riesgo Sísmico y Peligro de Deslizamiento de Laderas en El Salvador III*”, financiado por la UPM, en su convocatoria de proyectos con Latinoamérica de 2006 (Nº AL07\_PID\_049).
- “*Evaluación Regional de la Amenaza Sísmica en Centro América*”, en su convocatoria de proyectos con Latinoamérica de 2007 (Nº AL08\_PID\_038).
- “*Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica (Proyecto RESIS II)*”, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del CEPREDENAC (2008).

En cuanto a las aportaciones realizadas a través de esta tesis cabe enfatizar las siguientes:

- Desarrollo de un estado del arte de los métodos para la evaluación de susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos de laderas, donde se han clasificado los métodos existentes por su grado de subjetividad, incertidumbre y linealidad.
- Definición y clarificación de conceptos referentes al peligro y riesgo de deslizamientos, que habitualmente aparecen de forma confusa en la literatura científica. Particularmente, se hace hincapié en diferenciar y emplear adecuadamente los términos susceptibilidad y peligrosidad de los deslizamientos.
- Evaluación a la peligrosidad de deslizamientos inducidos por terremotos a escala regional, empleando métodos estocásticos, como la regresión logística y las redes neuronales artificiales.
- Ponderación de los diferentes factores que intervienen en la susceptibilidad al deslizamiento de un terreno, entre los que cabe destacar la importancia constatada de la rugosidad, que a pesar de haber sido con frecuencia ignorada, ha resultado ser uno de los factores más significativos en la predicción de futuros deslizamientos.
- Comparación del método de regresión logística y de redes neuronales, para modelizar la susceptibilidad, indicando las ventajas e inconvenientes de ambos métodos.
- En el caso concreto de El Salvador, las redes neuronales artificiales (RNA) han demostrado estadísticamente su superioridad sobre el método de regresión logística (RL), coincidiendo con la mayoría de la literatura científica que trata este mismo asunto en diferentes escenarios y con distintos parámetros. Sin embargo, el modelo de RL ha demostrado mejor discriminación que el modelo de RNA ante la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos de laderas con los datos disponibles.
- Obtención de mapas de susceptibilidad y peligro de deslizamientos en El Salvador para un escenario determinista, que ha servido para validación y contraste de modelos, y mapas probabilistas con periodo de retorno de 475 años, que reflejan el peligro de deslizamientos por movimientos futuros con probabilidad de excedencia del 10 % en 50 años. Estos pueden ser de utilidad para planificación urbanística y territorial.



PARTE I. FUNDAMENTOS TEÓRICOS  
RELACIONADOS CON EL FENÓMENO DE  
LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERA

*Produce una inmensa tristeza  
pensar que la naturaleza habla  
mientras el género humano no  
escucha.*

*Víctor Hugo.*



# 1. INTRODUCCIÓN

Los riesgos naturales asociados a fenómenos como deslizamientos, terremotos, tsunamis, tormentas, inundaciones, sequías, incendios, etc. , se han visto incrementados en términos de complejidad, alcance y capacidad de destrucción, siendo realmente severos en los últimos años, en los que se ha experimentado desastres naturales a gran escala en ciertas regiones. Ejemplos de ellos son los daños causados por el terremoto y tsunami en el Sudeste Asiático (2004), huracán Mitch (1998) y Katrina (2005), el terremoto en Pakistán (2005) y Perú (2007), inundaciones e incendios en Europa, India y China.

El terremoto es una de las principales causas de catástrofe natural que conlleva un gran potencial destructor, con un elevado coste de pérdidas humanas y materiales, lo que hace que el riesgo sísmico suscite gran atención en la comunidad científica y en la sociedad en general. Dentro de ese potencial destructor hay que considerar no sólo los daños humanos y estructurales asociados directamente al sismo, sino también otros indirectos derivados de fenómenos tales como licuefacción, deslizamientos de laderas y tsunamis. En la actualidad, todavía no es posible la predicción del fenómeno para poder tomar acciones de prevención a corto plazo, sin embargo se puede trabajar en la línea de evaluación de la peligrosidad y en la adopción de políticas preventivas, siendo hoy por hoy, la manera más eficaz en materia de mitigación de fenómenos naturales.

Los recientes y devastadores terremotos en China ocurridos en mayo del 2008, el terremoto de Pakistán de 2005, la catástrofe del sudeste Asiático en diciembre de 2004, y los deslizamientos que tuvieron lugar en El Salvador a comienzos de 2001, dan buena cuenta del potencial destructor asociado al terremoto. El terremoto ocurrido al suroeste de China en el presente año, considerado como el peor terremoto ocurrido en la zona en treinta años, y sus sucesivas réplicas, han dejado atrás miles de víctimas; las cifras estimadas están entorno a 70.000 fallecidos, 19.000 desaparecidos, y 370.000 heridos, además de numerosos daños materiales. Las imágenes de estos fenómenos nos han conmovido y permanecerán en nuestra consciencia, cuestionándonos si estos catástrofes se podían haber evitado o mitigado en cierta medida. La experiencia de estos eventos pone de manifiesto que las acciones pre-desastre son más efectivas que las acciones post-desastre.

Los deslizamientos de laderas inducidos por terremotos son fenómenos inherentes al potencial destructor de los mismos, que han causado enormes daños personales, económicos y estructurales, por lo que los estudios de riesgo asociado cobran especial importancia. Es sabido que en muchos terremotos recientes, los mayores daños no se han producido por el movimiento sísmico en sí, sino por los deslizamientos que éste ha

inducido en laderas con cierta inestabilidad. Los deslizamientos ocurridos en El Salvador en 2001 son ejemplo de ello, siendo el deslizamiento de Las Colinas (Santa Tecla), donde se produjo la mayor catástrofe, tanto de daños materiales como personales, falleciendo alrededor de 585 personas, de un total de 844 personas a causa del primer terremoto del 13 de enero. La evaluación del correspondiente riesgo en zonas sísmicamente activas resulta de especial interés, teniendo como objetivo último la prevención de este tipo de desastres.

Cada año en casi todas las regiones del mundo ocurren deslizamientos de ladera, sin embargo, la contabilización de estos eventos no es del todo fiable, debido que en muchos casos son incorrectamente inventariados. La mayoría de las víctimas y daños materiales causados por los deslizamientos inducidos por lluvia son incluidos erróneamente dentro de los desastres por huracanes y tormentas; lo mismo sucede con los deslizamientos inducidos por terremoto que son registrados como daños del propio terremoto. Así es que generalmente, los desastres ocasionados por los deslizamientos son subestimados.

Los estudios de deslizamientos no se han planificado de manera integrada en ninguna materia docente, y aunque el fenómeno comprende diferentes campos científicos e ingenieriles, en general, no llegan a ser los objetivos primordiales de ninguna disciplina concreta. Es por esto que, a nivel nacional, no existen apenas asociaciones de deslizamientos establecidas, excepto la Asociación de Deslizamientos de Japón (*Japan Landslide Society, JLS*), y la reciente Asociación de Deslizamientos de Nepal. La Asociación de Deslizamientos de Japón (JLS) fue creada en 1963, y organizó el primer Simposio Internacional de Deslizamientos en Tokio (1977). En 1987 empezó a publicar un boletín internacional "*Landslide News*" con el apoyo de varias instituciones como la Organización Educativa, Científica y Cultural de Naciones Unidas (UNESCO), la Organización de Alimentación y Agricultura (FAO) y Estrategia Internacional para la Reducción del Desastre de Naciones Unidas (UN/ISDR). Todo esto conllevó a la creación de una infraestructura a nivel internacional, el Consorcio Internacional de Deslizamientos de Laderas (*Internacional Consortium on Landslides, ICL*) en 2002, y al lanzamiento de una nueva publicación en la temática, "*Landslides*" en 2004.

Recientemente, se ha adoptado un plan mundial de acción en Tokio (Japón) en enero de 2005, durante la reunión internacional que tuvo lugar bajo el respaldo de la UNESCO y en el marco de la Estrategia Internacional de las Naciones Unidas para la Prevención de las Catástrofes (*Internacional Strategy for Disaster Reduction, ISDR*) que pretende la reducción de pérdidas humanas y económicas ocasionadas por los deslizamientos de laderas. La reunión, también ha puesto en marcha una Red Mundial de Programas Internacionales sobre los Deslizamientos de Tierra (*Internacional Programme on Landslides, IPL*) con sede en la Universidad de Kyoto (Japón), bajo la supervisión de la UNESCO y otros organismos internacionales.

El plan mundial de acción prevé reforzar los recursos humanos y económicos, haciendo hincapié fundamentalmente en la investigación, educación y mitigación al riesgo a los deslizamientos, tratando de garantizar una evaluación adecuada, y definiendo las zonas de alto riesgo. Asimismo, se pretende adoptar medidas preventivas y de mitigación, basándose en el establecimiento de normas de construcción apropiadas, normas de seguridad, planes y actuaciones de emergencias.



## 2. OBJETIVOS

El objetivo final de esta tesis será una propuesta metodológica para la evaluación de la peligrosidad a los deslizamientos inducidos por terremotos a escala regional. Este objetivo principal se divide en otros más específicos, cuya consecución secuencial supone en sí misma los hitos a alcanzar en el plan de trabajo propuesto:

1. Estado del arte de las metodologías existentes para la evaluación de la peligrosidad y/o susceptibilidad.
2. Aplicación de la propuesta metodológica para la evaluación de la peligrosidad de deslizamientos a un escenario (El Salvador) a escala regional.

A partir de los objetivos principales se derivan unos objetivos secundarios. Del primer objetivo, consistente en la realización del estado del arte o de la cuestión, surgen los objetivos secundarios siguientes: recopilación bibliográfica, estudio de trabajos anteriores en esta línea de investigación y elaboración de una clasificación metodológica.

Para el desarrollo del segundo objetivo y una vez estudiadas las diferentes metodologías, se propone realizar una propuesta metodológica con aplicación a El Salvador, empleando para ello, el método estocástico de regresión logística y el de redes neuronales artificiales.



## 3. CONCEPTOS GENERALES RELACIONADOS CON LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS

En relación con el fenómeno del deslizamiento, al igual que con otros fenómenos naturales, se emplean habitualmente términos como peligrosidad, riesgo, susceptibilidad, vulnerabilidad, a veces de manera confusa, cuando respondan a conceptos diferentes y bien definidos. Por ello, comenzamos dando una serie de definiciones, aclarando los términos que se manejarán en el desarrollo del trabajo.

### 3.1. Definiciones y Conceptos Básicos

Se entiende como *movimiento de ladera o deslizamiento*, “*slope movement*” (Varnes, 1978) o “*landslide*”, el movimiento de una masa de roca, suelo o derrubios, de una ladera en sentido descendente (Cruden, 1991). Otra definición denomina movimientos de ladera a los movimientos del terreno o desplazamientos que afectan a los materiales en laderas o escarpes, que generalmente se producen hacia el exterior de las laderas y en sentido descendente como consecuencia de la fuerza de la gravedad (Corominas y García Yagüe, 1997). Los hundimientos de cavidades o de materiales están excluidos de estos movimientos (Varnes, 1978).

De acuerdo con la definición adoptada por UNDRO (*United Nations Disaster Relief Coordinator Office, 1991*),<sup>1</sup> la peligrosidad o amenaza natural (*Hazard, H*) se define como la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente perjudicial dentro de un periodo de tiempo determinado y en un área específica. Por tanto, en el caso del fenómeno del deslizamiento, la evaluación de la peligrosidad implica localizar las áreas inestables y las potencialmente inestables. Esto, a su vez, requiere determinar el tipo de los movimientos en masa, su magnitud y posible desplazamiento ladera abajo, así como los factores relacionados con la estabilidad y su contribución a la inestabilidad. Por otro lado, es preciso estimar la frecuencia de ocurrencia en el tiempo, intentando estimar lo que puede ocurrir en un determinado periodo no muy lejano.

---

<sup>1</sup> La UNDRO, antigua Oficina de Naciones Unidas para Ayuda por Catástrofes, nacida en 1971 para movilizar y coordinar las actividades de socorro ante cualquier situación de desastre, fue reemplazada por la Oficina de Coordinación de Asuntos Humanitarios (OCAH) (en inglés, United Nations Office for the Coordination of Humanitarian Affairs), creada en 1992 por la Secretaría General del Organismo de Naciones Unidas, y encargada de coordinar las ayudas internacionales ante desastres naturales y emergencias causadas por el hombre.

En resumen, la *peligrosidad o amenaza* se expresa como función de la susceptibilidad del terreno a deslizarse (S) y el detonante (T), es decir  $H=f(S,T)$ . La *susceptibilidad* (S) indica la predisposición del terreno a la ocurrencia de deslizamientos, pero no implica el aspecto temporal del mismo, y es independiente de la ocurrencia o no del fenómeno. El *detonante* (T) es la acción de inicio o disparo del fenómeno del deslizamiento, que normalmente se identifica con fuertes lluvias o con terremotos.

La *vulnerabilidad* (V) se define como la predisposición o susceptibilidad que tiene un elemento u objeto a ser afectado o sufrir una pérdida. En consecuencia, la diferencia de vulnerabilidad de los elementos determina el carácter selectivo de la severidad de los efectos de un evento externo sobre los mismos. La vulnerabilidad no es estática, sino un proceso dinámico en dependencia de las condiciones tanto naturales como sociales. Es evidente que no presenta la misma vulnerabilidad un edificio ante una inundación que ante un terremoto, sin embargo, para este último la vulnerabilidad no será la misma en un área rural que en una ciudad, de ahí la importancia de caracterizar el elemento de evaluación.

La estimación del *riesgo* (R) se obtiene al relacionar la peligrosidad o probabilidad de ocurrencia de un fenómeno, con la vulnerabilidad de los elementos expuestos. Se distingue entre riesgo específico y riesgo total.

El *riesgo específico* ( $R_s$ ) es el grado de pérdida esperado en un cierto elemento debido a un fenómeno natural y se expresa como el producto de la peligrosidad (H) por la vulnerabilidad (V) de dicho elemento.

El *riesgo total* ( $R_t$ ) corresponde al número de vidas perdidas, daños a la propiedad y a las personas, etc. debidas a un fenómeno natural concreto. El riesgo total se define como el producto del riesgo específico por la exposición de los elementos expuestos a ese riesgo como se observa en la siguiente expresión:  $R_t = E * R_s = E * (H * V)$

Los *elementos bajo riesgo o exposición* (E), son la población, las edificaciones y obras civiles, las actividades económicas, los servicios públicos, las utilidades y la infraestructura expuesta en un área determinada.

Desde el punto de vista físico, el *riesgo específico* es la pérdida esperada en un período de tiempo, que puede ser expresada como una proporción del valor o costo de reemplazo de los elementos bajo riesgo. Usualmente, el riesgo específico representa pérdida de vidas, heridos y pérdidas de inversiones de capital. Ahora bien, debido a la dificultad que significa estimar el *riesgo total*, o sea la cuantificación acumulativa del riesgo específico de cada uno de los elementos expuestos y para cada una de las amenazas, en general se acepta referirse al riesgo haciendo referencia a un riesgo específico representativo para la región, como por ejemplo: el riesgo por inundación para las cosechas, el riesgo sísmico de las edificaciones, el riesgo de las líneas vitales por deslizamientos, etc.

Por tanto, el riesgo es función del peligro, la vulnerabilidad y la exposición de los elementos. La peligrosidad es inherente al fenómeno y no se puede reducir. El riesgo, sin embargo, se puede mitigar, disminuyendo la vulnerabilidad y la exposición.

Un cuadro sinóptico con las relaciones que se establecen entre los conceptos descritos es presentado en la figura 3.1.

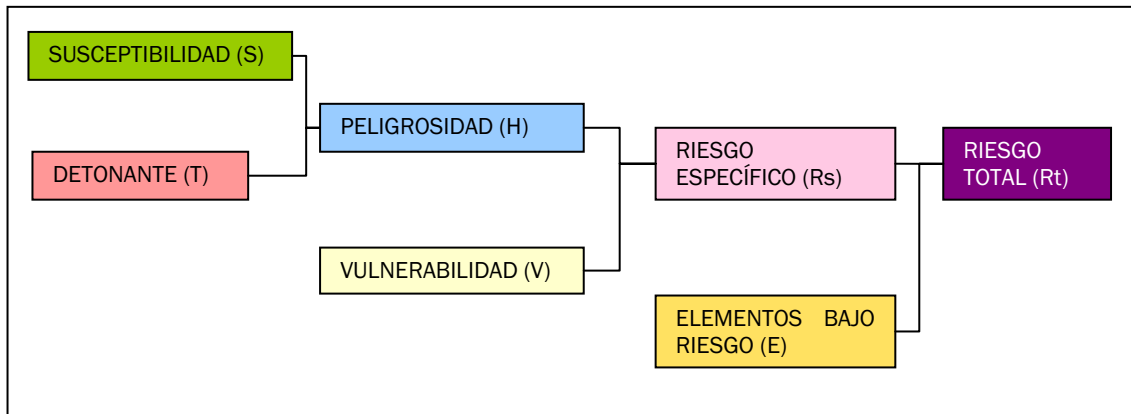


Figura 3.1. Cuadro sinóptico exponiendo las relaciones existentes entre diferentes conceptos relacionados con el riesgo.

Los tipos, actividades y definiciones de deslizamientos son definidos por IAEG<sup>2</sup> Commission on Landslides (1990). Soeters y van Westen (1996) formularon que los procesos de inestabilidad de laderas son el producto de las condiciones locales geomorfológicas, hidrológicas y geológicas, los cuales pueden verse modificadas por los procesos geodinámicos, vegetación, usos de suelo y actividades humanas, y por la frecuencia e intensidad de las precipitaciones y de la sismicidad de la zona.

Una descripción gráfica de un deslizamiento de ladera se muestra en la figura 3.2.

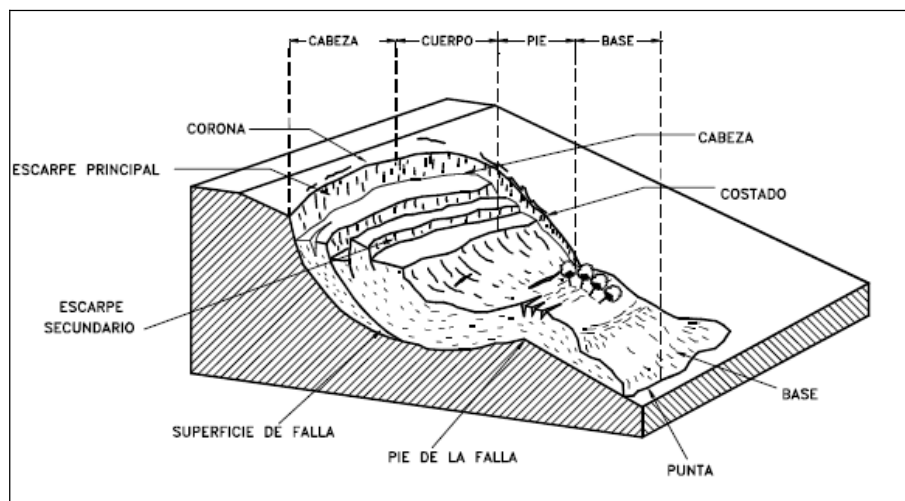


Figura 3.2. Descripción de un deslizamiento de ladera (Fuente: Suárez, 1998).

**Escarpe principal:** corresponde a una superficie muy inclinada a lo largo de la periferia del área en movimiento, siendo éste causado por el desplazamiento del material fuera del terreno original. La continuación de la superficie del escarpe dentro del material forma la superficie de falla.

**Escarpe secundario:** una superficie muy inclinada producida por desplazamientos diferenciales dentro de la masa que se mueve.

**Cabeza:** Parte superior del material que se mueve a lo largo del contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.

**Cima:** el punto más alto del contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.

**Corona:** el material que se encuentra en el sitio, prácticamente inalterado y adyacente a la parte más alta del escarpe principal.

<sup>2</sup> IAEG: International Association of Engineering Geology

*Superficie de falla:* corresponde al área debajo del movimiento que delimita el volumen de material desplazado.

*Pie de la superficie de falla:* la línea de interceptación (algunas veces tapada) entre la parte inferior de la superficie de rotura y la superficie original del terreno.

*Base:* el área cubierta por el material perturbado abajo del pie de la superficie de falla.

*Punta o uña:* el punto de la base que se encuentra a más distancia de la cima.

*Costado o flanco:* un lado (perfil lateral) del movimiento.

*Superficie original del terreno:* la superficie que existía antes de que se presentara el movimiento.

*Derecha e izquierda:* para describir un deslizamiento se prefiere usar la orientación geográfica, pero si se emplean las palabras derecha e izquierda debe referirse al deslizamiento observado desde la corona mirando hacia el pie.

## 3.2. Clasificación de los deslizamientos

La clasificación de deslizamientos va a permitir la identificación y descripción de los cuerpos que están en movimiento relativo. Las clasificaciones existentes son esencialmente geomorfológicas y solamente algunas de ellas introducen consideraciones mecánicas o propiamente geológicas. Las clasificaciones se basan, fundamentalmente, en el mecanismo de rotura y propagación del movimiento como las propuestas por Varnes (1978), Hutchinson (1988), Ayala et al. (1987) y Corominas y García Yagüe (1997).

La clasificación de Varnes (1978) es una de las más completas y, por lo tanto, una de las más clasificaciones más utilizadas, la cual se basa principalmente en características geomorfológicas. En esta línea se diferencian los tipos básicos de movimientos expuestos en la figura 3.3. A continuación, se describe cada tipo englobado en esta clasificación.

### 3.2.1. EN FUNCIÓN DEL MECANISMO DE ROTURA Y PROPAGACIÓN DEL MOVIMIENTO

Deslizamientos: En este tipo de movimiento de ladera el desplazamiento del terreno se produce sobre una o varias superficies de rotura bien definidas. La masa generalmente se desplaza en conjunto, comportándose como una unidad, prácticamente sin deformación interna en su recorrido. La velocidad suele ser variable y a menudo implica desplazamiento de grandes volúmenes. En función de la geometría de la superficie de rotura se puede diferenciar entre *deslizamiento traslacional*, cuando la superficie es un plano con una inclinación más o menos constante, y *deslizamiento rotacional*, cuando la superficie de rotura es de una superficie cóncava. Los deslizamientos rotacionales se producen fundamentalmente en materiales homogéneos o en macizos rocosos muy fracturados y se suelen diferenciar por una inclinación contrapendiente de la cabecera. Por el contrario, los deslizamientos traslacionales suelen producirse sobre materiales heterogéneos con superficies de discontinuidad bien definidas. También pueden existir los *deslizamientos compuestos* que son los movimientos de ladera que tienen una superficie de rotura con una geometría mixta.

Desprendimientos o Caídas de Roca: Corresponden al rápido movimiento de una masa de cualquier tamaño de roca o de suelo en forma de bloques aislados o material masivo. Los desplazamientos se producen por caída libre, son típicos en macizos rocosos y generalmente están asociados a las discontinuidades. Este tipo de movimientos requiere una topografía con escarpes o pendientes fuertes, en los que los deslizamientos se caracterizan por la acumulación de bloques de tamaño variable en el pie de ladera. Principalmente, las caídas que tienen una trayectoria básicamente vertical de abrigos desarrollados en acantilados por la socavación efectuada por un río, el oleaje o la meteorización y disgregación de las rocas a su pie, son denominadas colapsos.

Flujos: En ellos se producen movimientos relativos de las partículas o bloques pequeños dentro de una masa que se mueve o desliza sobre una superficie de falla. Según Varnes (1978), estos movimientos tienen en común la deformación interna y continua del material, y ausencia de una superficie neta de desplazamiento. En algunos casos la superficie de rotura se puede asimilar a toda una franja de deformación. Las diferencias estriban en el material implicado, su contenido en agua y la velocidad de desarrollo, de lenta (reptación) a súbita (flujos de rocas o *rock flows*). Los más comunes son los movimientos en suelo (flujos o coladas de tierra o barro), movimientos de derrubios (*flujos de derrubios o debris flows*) o bloques rocosos (*flujos de bloques*). Los flujos de derrubios, son movimientos que engloban a fragmentos rocosos, bloques, cantos y gravas en una matriz fina de arena, limo y arcilla (en general los gruesos representan un porcentaje superior a 50%). Este tipo de movimientos tienen lugar en laderas cubiertas por material no consolidado y la humedad del suelo es un factor desencadenante principal en el proceso. En definitiva, se trata de movimientos muy rápidos.

Desplazamientos laterales: se refieren al movimiento de bloques rocosos o masas de suelo muy coherente sobre un material blando y deformable. Como consecuencia de esta diferencia entre el material suprayacente y el infrayacente, se produce la fragmentación de las capas superiores y los desplazamientos diferenciales. Los bloques se desplazan lateral y lentamente a favor de pendientes muy bajas. No son movimientos frecuentes y suelen ser bastante extensos.

Movimientos complejos: Son aquellos que resultan de la combinación de dos o más tipos de movimientos elementales descritos anteriormente. Estos movimientos alcanzan generalmente gran tamaño, afectando a veces a laderas completas.

Un movimiento de masa, no incluido en esta clasificación, es el conocido como reptación (*creep*), que por sí sólo puede afectar grandes áreas y preceder otros tipos de movimientos de masa. Se pueden producir movimientos desde lentos hasta extremadamente lentos (unos pocos centímetros por año) del suelo subsuperficial, sin una superficie de falla definida.

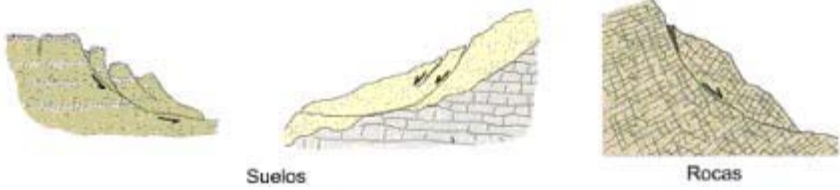


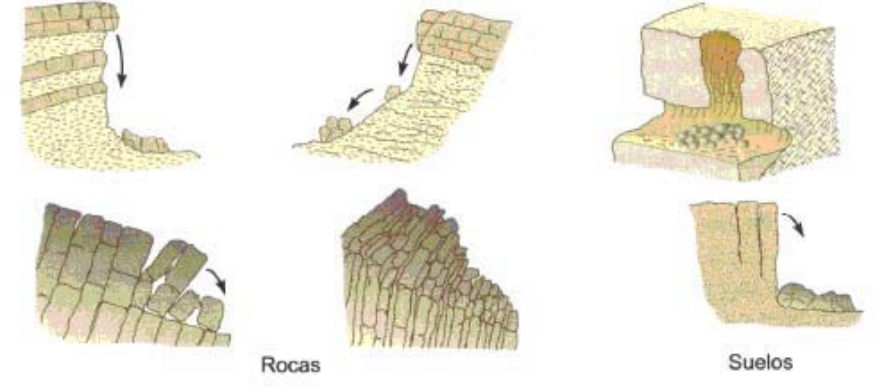


<p>Deslizamientos Rotacionales</p>			
<p>Deslizamientos Traslacionales</p>			
<p>Flujos</p>			
<p>Desprendimientos</p>			
<p>Vuelcos</p>			
<p>Desplazamientos Laterales</p>			

Figura 3.3. Clasificación de los movimientos de masa según el mecanismo de rotura y propagación del movimiento. Fuente: González de Vallejo (2002).

Posteriormente, Keefer (1984) publicó una clasificación basada en las características de los movimientos de masa inducidos por sismos, realizando una adaptación de la clasificación de Varnes (1978), en la que tiene en cuenta el tipo de material y el tipo de movimiento involucrado, así como otros parámetros como el grado de ruptura interna, contenido de agua, velocidad del movimiento y profundidad (Tabla 3.1).



Tabla 3.1. Características de los movimientos de masa inducidos por sismos, según adaptación de Keefer (1984) partiendo de la clasificación de Varnes (1978).

Nombre	Tipo de Movimiento	Ruptura Interna <sup>1</sup>	Humedad <sup>2</sup>				Velocidad <sup>3</sup>	Profundidad <sup>4</sup>
			D	U	PS	S		
<b>DESPLAZAMIENTOS EN ROCA</b>								
Caidas y Rupturas								
Caída de Roca	Rebote, rodamiento o caída libre.	Alta o muy alta	X	X	X	X	Extremadamente rápido	Superficial
Deslizamiento de Roca	Deslizamiento traslacional sobre superficie de cizalla	Alta	X	X	X	X	Rápido a extremadamente rápido	Superficial
Avalancha de Roca	Flujo de fragmentos de roca	Muy alta	X	X	X	X	Extremadamente Rápido	Profundo
Deslizamientos Coherentes								
Desplome de Roca	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla con una componente rotacional	Escasa a moderada	?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo
Deslizamiento de Bloque de Roca	Deslizamiento traslacional sobre una superficie de cizalla	Escasa a moderada	?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo
<b>DESPLAZAMIENTOS EN SUELO</b>								
Caidas y Rupturas								
Caidas de Suelo	Rebote, rodamiento o caída libre.	Alta o muy alta	X	X	X	X	Extremadamente rápido	Superficial
Rupturas de Suelo	Deslizamiento traslacional sobre superficie de cizalla o sobre una zona debilitada.	Alta	X	X	X	X	Moderada a rápido	Superficial
Avalanchas de Suelo	Deslizamiento traslacional con flujo	Muy alta	X	X	X	X	Muy rápido a extremadamente rápido	Superficial
Deslizamientos Coherentes								
Desplomes de Suelo	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla con una componente rotacional	Escasa a moderada	?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo
Deslizamiento de Bloque de Suelo	Deslizamiento traslacional sobre una superficie de cizalla	Escasa a moderada	?	?	X	X	Lento a muy rápido	Profundo
Flujos de Tierra Lentos	Deslizamiento traslacional sobre una superficie de cizalla con un flujo interno mínimo	Escasa			X	X	Muy lento a moderado	Generalmente superficial.
Desprendimientos Laterales y Flujos								
Desprendimientos Laterales de Suelo	Traslación sobre una zona de materiales blandos.	Generalmente Moderada			X	X	Muy rápido	Variable
Flujos de Suelo Rápido	Flujos	Muy alta	?	?	?	X	Muy rápido a extremadamente rápido	Superficial.
Deslizamientos Subacuáticos	Complejo. Desprendimiento lateral y/o flujos. Ocasionalmente desplomes y deslizamientos de desplomes.	Generalmente Alta			X	X	Generalmente rápido a extremadamente rápido	Variable

1. Ruptura interna: "Escasa" significa que el movimiento de masa consiste de uno o unos pocos bloques coherentes; "Moderada", varios bloques coherentes; "Alta" significa numerosos pequeños bloques, granos individuales o fragmentos de roca; "Muy Alta" significa completa desagregación en granos finos o pequeños fragmentos de roca.
2. Contenido de Humedad: D significa Seco; U significa Mojado pero no saturado; PS significa Parcialmente saturado; S significa Saturado.
3. Velocidad: "Extremadamente Lento" significa < 0.6 m/año; "Muy Lento" significa entre 0.6 y 1.5 m/año; "Lento" significa entre 1.5 m/año y 1.5 m/mes; "Moderada" significa entre 1.5 m/mes y 1.5 m/día; "Rápido" significa entre 1.5 m/día y 0.3 m/minuto; "Muy rápido" significa entre 0.3 m/minuto y 3 m/s; "Extremadamente rápido" significa > 3 m/s.
4. Profundidad: "Superficial" significa espesor < 3 metros; "Profundo" significa espesor > 3 metros.

### 3.2.2. EN FUNCIÓN DE LA ACTIVIDAD

El estado de actividad de un deslizamiento (figura 3.4) puede ser clasificado en varios tipos: activo, suspendido e inactivo (WP/WLI, 1993).

- Activo, cuando el deslizamiento se está moviendo en la actualidad.
- Suspendido, cuando el deslizamiento no se ha movido en la actualidad, pero sí en el último ciclo estacional.
- Inactivo, cuando el último deslizamiento registrado es superior a un ciclo anual de estaciones. A su vez, un deslizamiento inactivo puede estar *dormido* cuando aún permanecen las condiciones que lo provocaron, o en caso contrario estar *abandonado*. También, éste puede ser relicto, cuando el deslizamiento se desarrolló en unas condiciones geomorfológicas y/o climáticas diferentes a las actuales, o estar *estabilizado*, cuando el deslizamiento ha cesado como consecuencia de cualquier tipo de actuación artificial.
- Reactivado, cualquier deslizamiento que vuelve a ser activo, tras estar un periodo inactivo.

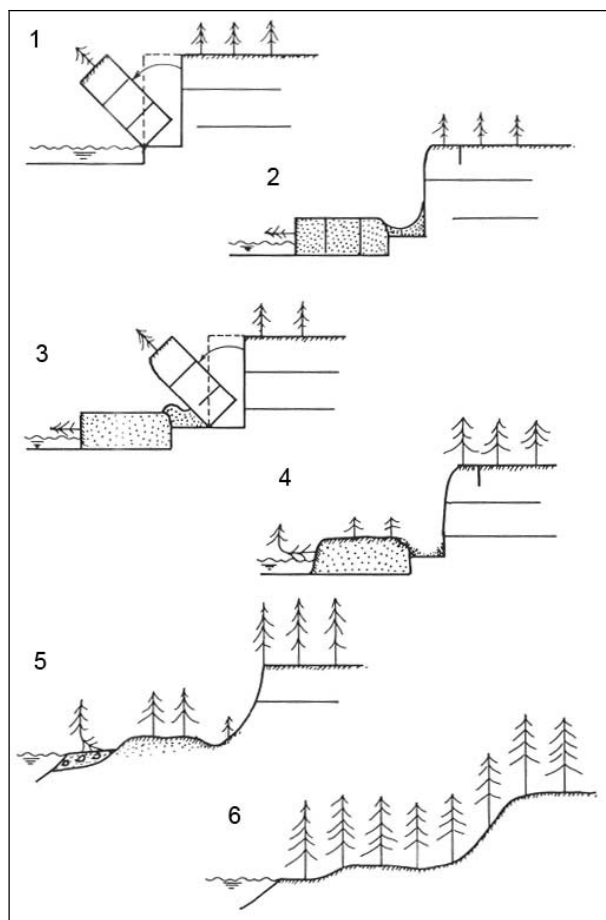


Figura 3.4. Posibles tipos de actividad en relación con los movimientos de ladera: (1) activo, (2) suspendido, (3) reactivado, (4) dormido, (5) abandonado, (6) relicto. Fuente: WP/WLI, International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, 1993).

### 3.2.3. EN FUNCIÓN DEL DESARROLLO

Desde el punto de vista espacio-temporal existen diferentes etapas en el desarrollo de la inestabilidad, en función de que el movimiento esté más o menos avanzado. A cada una de estas etapas se asocian diferentes grados de actividad, diferentes formas de la zona de ruptura y de la masa movilizada, así como diferentes efectos sobre infraestructuras y materiales del entorno afectado (tabla 3.2). Así pues, a medida que el desarrollo del movimiento de ladera progresa, se produce una mayor deformación del terreno, y por lo tanto, mayores daños. Los daños producidos se asocian a la zona de ruptura al desplazamiento de la masa y a los efectos que se producen sobre la red de drenaje. Frecuentemente, la actividad de los movimientos suele ser intermitente, y puede ocurrir que movimientos iniciados puedan estar un cierto tiempo detenidos.

Tabla 3.2. Fases del desarrollo de los movimientos de ladera según Chacón et al. (1996).

FASE	DESARROLLO DEL MOVIMIENTO	ACTIVIDAD	DAÑOS PRODUCIDOS Y POTENCIALES
PREPARATORIA O INCIPIENTE	Poco apreciable: cambios en manantiales, abombamientos locales, grietas dispersas, grietas de tracción en cabecera. Puede durar mucho tiempo.	<u>Activo</u> : velocidad variable, intermitente a permanente. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva activación.	Distribución lineal de daños a estructuras situadas sobre trazas de grietas o abombamientos.  Potencial muy alto: según magnitud de la masa a movilizar y la trayectoria.
INICIO	Apreciable: abombamientos, ruidos discontinuos, cambios topográficos, grietas de tracción en cabecera, trazas de escarpes; hundimientos, cabeceras suaves. Duración, progresión y continuidad de variables.	<u>Activo</u> : velocidad variable, intermitente a permanente. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva activación.	Distribución de áreas de daños en la masa que se sitúa alrededor de las grietas y abombamientos, incluyendo el frente.  Potencial alto: según magnitud de la masa a movilizar y la extensión de la trayectoria.
DESARROLLO	Despliegue del escarpe, delimitación de la masa que desborda la base del plano de rotura; aparición de escarpes menores, hundimientos y cabeceo en cabecera, levantamiento en el frente. Avance de la masa ladera abajo. Puede detenerse en cualquier momento. Duración variable.	<u>Activo</u> : velocidad variable, intermitente a permanente. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva activación.	Se extiende a toda la masa movilizada y a las zonas situadas bajo el frente y en la trayectoria que la masa ha recorrido.  Potencial medio: la trayectoria restante y la zona de remonte posible.
AVANZADO	Desarrollo del escarpe principal y de los escarpes menores. Acumulación de la masa en la base de ladera. Despliegue de bloques menores. Remonte del escarpe principal ladera arriba si es posible.	<u>Activo</u> : velocidad variable, intermitente a permanente. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta nueva activación.	Se extiende aún más según progresa la deformación de la masa se amplía la zona de ruptura ladera arriba y se extiende la zona de desplazamiento de la masa. Potencial bajo: la mayor parte de los daños se han producido.
AGOTAMIENTO	Acumulación de la masa en el pie de ladera y nueva pendiente media del perfil. Escarpe principal en divisoria o sin posibilidad de remontar. Derrumbes de bloques menores. Inestabilidades locales. Estabilización parcial salvo excavaciones.	<u>Poco activo</u> , velocidad variable, intermitente a permanente. Puede permanecer inactivo largo tiempo hasta su fosilización o estabilización definitiva o hasta nueva activación por acción erosiva, recargas, desmontes o terremotos importantes.	Los daños se han producido en toda la extensión de la masa y el potencial de los daños es mínimo. Posibles daños locales a transeúntes por reajustes de masas.

### 3.3. Causas de los deslizamientos

La distribución espacial y temporal de los movimientos de ladera está condicionada por la presencia de factores propios de la ladera y/o factores externos a ella. En el estudio de *Suárez (1998)*, se clasifican estos factores en tres grupos:

- Condiciones originales del talud, que determinan la susceptibilidad al deterioro y son inherentes a la topografía, geología y características de los materiales y perfiles, condiciones ambientales generales, cobertura vegetal, etc.
- Factores de deterioro, que producen una modificación lenta de las condiciones originales del talud y son capaces de producir movimientos leves.
- Factores detonantes, que activan el movimiento. El resultado es un aumento en los esfuerzos de cortante a lo largo de la superficie de falla hasta que ocurre el movimiento.

Otros autores como *Mora y Vahrson (1994)* y *Soeters y Van Westen (1996)* distinguen solo dos grupos de factores, los debidos a la susceptibilidad y los de disparo. Éstos se definen de la siguiente forma:

Según la clasificación de *Mora y Vahrson (1994)*:

- Factores de susceptibilidad: aquellos que intrínsecamente forman parte de las propiedades y comportamiento del medio, es decir, que constituyen los elementos pasivos. Tal es el caso del relieve del terreno, su constitución geológica y las condiciones naturales de humedad.
- Factores de disparo (detonante): aquellos factores exteriores que inducen a un comportamiento dinámico activo, y que a partir de las condiciones iniciales generarán mayor o menor intensidad del fenómeno. Fundamentalmente son inherentes a la intensidad del movimiento sísmico y a las lluvias.

A continuación, desglosaremos los distintos factores según la clasificación de *Mora y Vahrson (1994)*.

#### 3.3.1. FACTORES DE SUSCEPTIBILIDAD

- TOPOGRAFÍA: refleja las características morfológicas de la superficie terrestre. En el proceso de los movimientos de masa, interesan parámetros como la pendiente, altura, amplitud de la ladera, que dan una idea del grado de equilibrio de los materiales que la componen. La mayoría de los movimientos se producen en pendientes de moderadas a muy fuertes.
- GEOLÓGICA: relacionada con el tipo de material que se encuentra en la ladera, sus propiedades químicas y físicas, resistencia al esfuerzo y a su modo de evolución en cada ambiente natural. Su descripción incluye a las estructuras de los materiales del sitio, fracturas, fallas, pliegues, planos de estratificación y cómo estos pueden favorecer o no a los procesos de inestabilidad, y por último, a la capacidad de drenaje de los materiales y al grado de meteorización de los mismos (*Mora y Vahrson, 1994*).

- **HUMEDAD:** tiene la capacidad de acelerar la meteorización y disminuir la resistencia mecánica de los suelos. Por lo tanto, debe estudiarse la intensidad, frecuencia y magnitud de precipitaciones; la acción de la escorrentía superficial, subterránea y la infiltración. En general, su descripción requiere el análisis de todos los procesos de carácter climático e hidrológico presentes en la ladera, que afectan su contenido de humedad (Mora y Vahrson, 1994).
- **VEGETACIÓN:** es un factor a tener en cuenta en numerosos estudios. Suárez (1998) considera que el tipo de vegetación, tanto en el talud como en el área por encima de él, es un parámetro importante para la estabilidad, puesto que la vegetación cumple dos funciones principales: en primer lugar, tiende a determinar el contenido de agua en la superficie y, en segundo, da consistencia por el entramado de sus raíces. Otra de las causas de movimientos de laderas, es la deforestación que afecta principalmente a la estabilidad en varias formas: disminuyendo las tensiones capilares de la humedad superficial, eliminando el factor de refuerzo de las raíces y facilitando la infiltración masiva de agua.

### 3.3.2. FACTORES DETONANTE

Los factores *detonante* o *de disparo* son variables decisivas en la activación de los movimientos de masa, aunque la ladera se encuentre inicialmente en equilibrio. Los factores principales son la acción sísmica y las lluvias intensas como disparadores de movimientos de ladera, aunque existen otros como la actividad antrópica, volcánica, procesos erosivos, etc.

- **ACTIVIDAD SÍSMICA:** Los sismos pueden provocar deslizamientos de todo tipo, dependiendo de las características de los suelos, de la magnitud del sismo y de la distancia al foco. Derrumbes, deslizamientos y flujos pueden ocurrir durante las sacudidas sísmicas. Algunos ejemplos de deslizamientos causados por sismicidad son los más de 10.000 deslizamientos provocados por el terremoto de Guatemala de 1976 (M 7.6), el devastador deslizamiento de Las Colinas de Santa Tecla, causado por el terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador y los numerosos deslizamientos inducidos por el terremoto en Sichuan, al suroeste de China de 2008 (figura 3.5).



Figura 3.5. Vista panorámica de la destrucción de viviendas y de los deslizamientos inducidos tras la ocurrencia del terremoto el 12 mayo de 2008 en Beichuan (Sichuan, al SO de China).  
(Fuente: P. Murphy)

Diversos autores han realizado estudios en este campo, intentando establecer relaciones entre los parámetros sísmicos y la distribución de los deslizamientos, empleando para ello bases de datos de terremotos con documentación relativa a los procesos de inestabilidad generados (Keefe, 1984, Wilson y Keefe, 1989, Brabb y Harrod, 1989, Rodríguez et al., 1999, Khazai y Sitar, 2004 y Bommer y Rodríguez, 2002).

El parámetro sísmico más usado en estas relaciones es la magnitud. La magnitud representa el tamaño del terremoto y depende de la energía liberada en el proceso de ruptura, es un valor único inherente al sismo e independiente del sitio de observación y es calculada generalmente a partir de la amplitud de las ondas sísmicas (Bolt, 1981).

Las diferentes relaciones propuestas (Keefe, 1984, Wilson y Keefe, 1989, Keefe, 1994, Rodríguez et al., 1999, entre otras) muestran que existe una fuerte correlación entre el área afectada por movimientos de masa y la magnitud del sismo. Las áreas afectadas son irregulares en forma y asimétricas con respecto al epicentro y zona de ruptura, esto se debe a factores como la influencia de la geología local (Hansen and Franks, 1991), la profundidad focal del sismo, el efecto de campo cercano, directividad de la ruptura, efecto topográfico y atenuación del movimiento sísmico (Keefe, 1984, Rodríguez et al., 1999, Bommer y Rodríguez, 2002), así como a las condiciones de susceptibilidad previas al sismo (Bommer y Rodríguez, 2002) y, en general, a la influencia de las condiciones ambientales donde ocurre el terremoto. Keefe (1994) aclara que más del 95 % de los movimientos de masa producidos por un terremoto están concentrados en menos de la mitad del área total afectada.

Keefe (1984), Rodríguez et al., (1999), Sitar y Khazai (2001), coinciden en que los movimientos de ladera también pueden ser disparados por factores diferentes al movimiento sísmico, y que si existe una falla cercana en la ladera, el deslizamiento puede ser iniciado con una vibración débil. En sus trabajos determinaron que caídas, deslizamientos de rocas y rupturas en suelos pueden ser disparados con un umbral de magnitud 4,0 y las avalanchas a partir de magnitud 6,0 (Keefe, 1984, Rodríguez et al.,

1999). La menor magnitud que disparó un deslizamiento fue para un evento superficial de  $M = 2,9$  en 1984 en Ledu (Qinghai, China), según Rodríguez et al., 1999.

- **LLUVIA:** Los deslizamientos por causa de lluvias están relacionados con el volumen, intensidad y distribución de las precipitaciones. En consecuencia, es importante tener en cuenta la respuesta del terreno a precipitaciones durante horas, días, meses, años o incluso, durante ciclos de lluvia y sequía de varios años. Cuando la precipitación cae sobre una ladera, un porcentaje de ella es interceptado por la vegetación, otro se filtra en el suelo o se almacena en las depresiones para luego infiltrarse; el proceso de infiltración continúa, aún después del cese de la lluvia y en algún momento pueden crearse condiciones críticas, ya que la humedad del suelo y la posición del nivel freático han aumentado, incrementando la presión de poros, disminuyendo los esfuerzos efectivos y, por consiguiente, la resistencia al esfuerzo cortante. Es entonces, cuando se pueden alcanzar los umbrales de inestabilidad que disparan el movimiento de una parte o toda la ladera. Entre los numerosos casos de deslizamientos causados por lluvias se puede mencionar el deslizamiento en el volcán Casitas, ocurrido en Nicaragua durante las lluvias del huracán Mitch en 1998.

- **ACTIVIDAD VOLCÁNICA:** Los deslizamientos pueden estar relacionados con la erupción o con sismos previos a la misma en un volcán. En las primeras etapas de la erupción se depositan flujos piroclásticos, los cuales forman nuevos depósitos o amplían algunos existentes, produciéndose movimientos de material en las faldas del volcán. En los volcanes nevados, las altas temperaturas producidas por una erupción funden los depósitos de hielo y nieve. Éstos se mezclan con los materiales piroclásticos expulsados, de tal manera que generan avalanchas y flujos de lodo que pueden recorrer grandes distancias, (p. ej. Nevado del Ruiz en 1985).

- **ACTIVIDAD ANTRÓPICA:** las actividades del hombre representan también una alteración de los elementos de la superficie de la tierra, siendo los efectos sobre los taludes uno de ellos. La acción del hombre sobre las laderas puede clasificarse en cuatro tipos:

- *Cambios en la topografía y cargas del talud.* Ocasionados por la extracción de suelos y rocas para la construcción; producen aumentos de peso de la ladera debido a procesos de urbanización o rellenos ineficientes y a los efectos de la actividad subterránea, como la minería.
- *Cambios en las condiciones de humedad.* Producidos por la alteración de los drenajes naturales mediante la construcción de zanjas y canales, y por la alteración de los drenajes subterráneos, a través de la presencia de infiltraciones de aguas superficiales debido a instalaciones deficientes de acequias y alcantarillados.
- *Vibraciones.* En la construcción de carreteras e infraestructura; explosiones, transportes y movimiento de maquinaria pesada, que inducen vibración en la ladera desestabilizándola.
- *Cambios en la cobertura vegetal.* Se manifiesta en los procesos de deforestación; prácticas agrícolas y ganaderas inadecuadas y en modificaciones en el uso del suelo que resultan perjudiciales para la ladera (Suárez, 1998).

### 3.4. Riesgo de Deslizamientos de Laderas

Durante el último siglo, se ha incrementado el número de catástrofes debidas a procesos naturales y a daños producidos por los mismos. Especialmente en los países de Asia, América y África, siendo en ellos, donde las mayores y más numerosas catástrofes naturales se han producido en los últimos 40 años (Alexander, 1993, Alcántara-Ayala, 2002, EM-DAT, 2007). A continuación, se muestra una gráfica que representa la tendencia a la ocurrencia de desastres naturales durante el periodo 1975-2005 (figura 3.6).

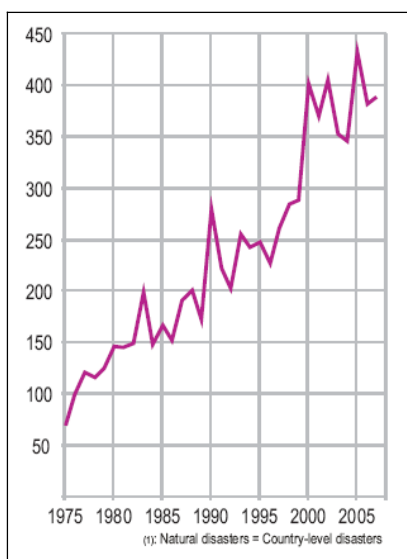


Figura 3. 6. Gráfica que muestra la tendencia a la ocurrencia de desastres naturales entre 1975 y 2005 (EM-DAT, 2007)

Todos los estudios parecen indicar que el aumento detectado en víctimas y daños, se puede deber principalmente a un aumento notable de habitantes y de los bienes expuestos en zonas de alto riesgo durante este periodo, aunque también es verdad, que el aumento en el número de eventos reportados se debe en parte a que actualmente existe un mayor control para la detección de eventos y una mejora en la recopilación de la información, como sucede en el caso de los terremotos y de las erupciones volcánicas. Sin embargo, en el caso de las inundaciones y huracanes, el aumento se puede deber, también al efecto del cambio climático global, una de cuyas consecuencias es el aumento en la frecuencia y/o intensidad de los eventos meteorológicos extremos (Berz, 1999).

En el caso de la ocurrencia de los deslizamientos, las recopilaciones de eventos catastróficos pueden no ser del todo ajustadas a la realidad, ya que normalmente están incompletas e infravaloran la ocurrencia de éstos. Dado que entre sus principales agentes desencadenantes se encuentran las lluvias torrenciales y los terremotos, es frecuente que los daños producidos por los deslizamientos se asignen en los informes y estadísticas a alguno de estos fenómenos.

La mayoría de los deslizamientos que ocurren en el mundo producen únicamente daños materiales, y generalmente un número reducido de víctimas. Es frecuente que no estén reflejados en las recopilaciones de ámbito global o nacional, a pesar de que, por la frecuencia y extensión de estos procesos, causen en conjunto daños muy importantes. Además, hay que tener en cuenta que muchos deslizamientos se producen en zonas montañosas, prácticamente deshabitadas, con lo cual el riesgo es mínimo, pero no así, la peligrosidad. A veces sucede que los movimientos son de pequeñas dimensiones o superficiales, por lo que los daños son reducidos, y por tanto, no se consideran (Remondo, 2001).

Los países menos desarrollados son los que más gravemente se ven afectados por el número de daños como por el número de víctimas. Los principales factores se deben a la localización, pues generalmente estos países abarcan extensiones con alta densidad poblacional y elevada vulnerabilidad.



Además, estos países se encuentran en muchos casos en zonas de intensa actividad geodinámica (zona de contacto de placas), clima tropical, con largas estaciones de lluvia, frecuentes tormentas y huracanes. A ello hay que añadir el bajo desarrollo económico, social, político y cultural, pues es frecuente que en estos países no existan o no se apliquen políticas de ordenación territorial que tengan en cuenta los riesgos naturales. Asimismo, generalmente existe poca concienciación social u organización de planes de prevención y mitigación de dichos riesgos.

Sin embargo, las mayores pérdidas económicas se producen en los países desarrollados, debido principalmente al mayor valor de los bienes expuestos a las amenazas (infraestructuras, edificios, actividad económica, etc.), (Crozier, 1986, Alexander, 1993, Berz, 1999, Chacón, 1999, Alcántara-Ayala, 2002 y 2004, Downton y Pielke, 2005, Fuchs y Bründl, 2005).

A continuación, hacemos una reseña a los casos de deslizamientos en Centroamérica y España.

### 3.4.1. DESLIZAMIENTOS EN CENTROAMÉRICA

En Centroamérica confluyen un conjunto de características geológicas y meteorológicas extraordinariamente propensas al desarrollo de catástrofes naturales. La actividad sísmica, el volcanismo, los tsunamis, los huracanes y los movimientos de laderas, junto a otros problemas asociados, afectan a esta región con una intensidad y frecuencia elevadas.

Además, se da la circunstancia que muchos asentamientos humanos se encuentran al pie o en zonas próximas a escarpes montañosos; por este motivo, en América Central, el número de víctimas y los daños materiales por evento han sido siempre muy altos. Los ejemplos de deslizamientos recopilados corresponden a eventos puntuales de deslizamiento, pero casi siempre están relacionados con otro tipo de proceso. Probablemente, si consideramos todos los procesos involucrados, los movimientos o deslizamientos de ladera conllevan uno de los riesgos que mayores daños produce en esta región del mundo.

En Guatemala, el terremoto de 1976 originó unos 10.000 deslizamientos y más de 20.000 muertos (Harp et al., 1981). En Honduras, como consecuencia del huracán Mitch en 1998, se produjeron unos 500.000 deslizamientos (cerca de un millón en toda Centroamérica; Harp, 2001, Harp et al., 2002). En Nicaragua, durante el mismo evento, unas 2.500 personas murieron como consecuencia de un gran flujo de derrubios (*debris flow*) producido en la ladera del volcán Casitas (Scott, 2000).

En El Salvador, con los terremotos del 2001, se produjeron daños de alrededor de mil millones de dólares, 1.000 muertos, cerca de un millón de damnificados y más de 500 deslizamientos, los cuales causaron la mayoría de estos daños y no en sí, los terremotos principales. No fueron, por tanto, daños directos (en su mayoría) causados por los terremotos principales, sino indirectos asociados a los deslizamientos.

### 3.4.2. DESLIZAMIENTOS EN ESPAÑA

Aunque España no es un país con elevados riesgos naturales, como los países de Centroamérica, la inestabilidad de laderas es un fenómeno común en toda la región. A ello contribuye la presencia de relieves escarpados, materiales susceptibles de deslizarse y un régimen climático con irregulares episodios de altas precipitaciones, que desencadenan numerosos deslizamientos. Las principales evidencias de deslizamientos inducidos por terremotos se muestran principalmente en la parte sureste y norte de la Península Ibérica. Aunque en estas zonas se producen deslizamientos de laderas, éstos no son de la envergadura de los deslizamientos producidos en Centroamérica. Para Ayala et al. (2004), las estimaciones de daños producidos en España por los deslizamientos han ascendido a unos 42 millones de euros anuales (actualizados al 2000), frente a los 128 millones de euros ocasionados por inundaciones durante la década 1990-2000. Estas cifras deben tomarse con cautela debido a la escasez de datos e información al respecto. Sin embargo, todo parece indicar que los deslizamientos, después de las inundaciones, son el proceso que mayores problemas causa en nuestro país en cuanto al número de fallecidos y posiblemente de daños.

A continuación, se presenta un resumen de las actuales investigaciones que actualmente desarrollan los principales grupos existentes en España sobre el tema de deslizamientos.

La *Universidad de Alicante* ha realizado estudios y llevado a cabo campañas de reconocimiento de deslizamientos de laderas en su provincia, comprobando que en la mitad norte son frecuentes los procesos de inestabilidad de laderas, ya que a pesar de no tratarse de una zona de alta montaña, el relieve es escarpado. Asimismo, existen numerosas formaciones margosas, de reducida rigidez, que frecuentemente deslizan y generan problemas en núcleos urbanos e infraestructuras. Por su especial afección a zonas urbanas, el valle del río Serpis es especialmente interesante, pues muy cerca se encuentra la ciudad de Alcoy (tercer núcleo urbano más poblado de la provincia), así como otras localidades de menor tamaño. Dichos procesos tienen lugar de forma natural, en estrecha relación con los ciclos de años húmedos-secos y con actividades antrópicas. Hay varios trabajos realizados en esta amplia zona acerca del problema de la estabilidad de vertientes, entre ellos, cabe destacar el realizado por *Consejería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes de Valencia (COPUT, 1998)* que publicó un mapa de riesgo de deslizamientos y desprendimientos de toda la Comunidad Valenciana, el realizado por el ITGE (Ayala et al., 1990) y el reciente trabajo de *Delgado et al. (2006)* empleando el método de *Newmark (1965)*.

El fenómeno de los deslizamientos causados por terremotos se pone también de manifiesto en el estudio de sismos históricos, pudiendo distinguirse varios casos: Los Garres (Murcia), deslizamiento desencadenado por el Terremoto de Torre Vieja de 1829, los de Albuñuelas y Sta. Cruz de Alhama (Granada), desencadenados por el Terremoto de Andalucía de 1884, y el de Güevéjar (Granada), desencadenado por el Terremoto de Lisboa de 1755, causando la completa destrucción del núcleo urbano y obligando a su reedificación en un nuevo emplazamiento. También, son muy numerosos los ejemplos de desprendimientos menores y caída de rocas como consecuencia de terremotos en toda Andalucía, Murcia y Alicante.

En España, la aplicación de los SIG a la evaluación de la susceptibilidad del terreno a movimientos de ladera se inició en la *Universidad de Granada (Chacón et al., 1992, 1993a y b, 1994, Irigaray, 1995)*. Las líneas de investigación desarrolladas se centran en movimientos de laderas y caracterización geotécnica de los materiales. La técnica empleada por este grupo de investigación ha sido el método de la matriz (*DeGraff y Romesburg, 1980*). La aplicación de este método con herramientas SIG (*Maharaj, 1993*,

Cross, 1998, Fernández, 2001, El Hamdouni, 2001) ha permitido importantes mejoras, particularmente en el número de factores a considerar. En la Cordillera Bética, han realizado mapas de susceptibilidad con el método de la matriz en SIG en una región de unos 15.000 km<sup>2</sup> (Chacón, 1994, Chacón et al., 1992, 1998, 2003, Irigaray et al., 2007, entre otros). Según Chacón et al, 2006, algunos de los resultados y conclusiones principales obtenidos en la región estudiada pueden ser de interés en otras zonas, como por ejemplo la conveniencia de realizar mapas de susceptibilidad de manera específica para cada uno de los tipos de movimientos de ladera. La representación de mapas a gran escala (1:2.000 a 1:25.000) es adecuada para la información de rupturas del terreno, mientras que escalas menores (1:25.000 a < 1:200.000) son utilizadas para representar datos de superficie cubierta por rupturas y depósitos.

En cuanto a los factores condicionantes del análisis de correlación de un amplio número y de sus combinaciones, con las densidades de zonas de ruptura, deducen que la litología es el principal factor en todos ellos y va seguido de otra serie de factores que varían con cada tipo de movimiento (Chacón et al., 2003). También, han deducido la existencia de una estrecha correlación entre la densidad de movimientos y la susceptibilidad en el borde meridional de Sierra Nevada (Chacón, 1999, Chacón et al., 2001,; García et al, 2003, 2004, El Hamdouni et al., 2003). Las últimas publicaciones en este sentido son de artículos relacionados con los deslizamientos y SIG (Chacón y Corominas, 2003, García et al., 2004, Chacón et al., 2006), y sobre la metodología de la evaluación de la susceptibilidad mediante un SIG para una aplicación en Granada (Fernández et al., 2003).

En la *Universidad Politécnica de Cataluña*, los primeros estudios en el tema de deslizamientos que tratan sobre la evaluación de las condiciones de rotura y de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante fueron desarrollados por Baeza (1994). Posteriormente, fueron desarrollados trabajos dirigidos a la realización de mapas de zonas inestables y de susceptibilidad de deslizamientos superficiales mediante técnicas estadísticas multivariantes (Baeza, 1996, Baeza y Corominas, 1996, 2001). En cuanto a las aplicaciones en SIG, Santacana (2001), y Santacana et al. (2003) han mostrado mapas de susceptibilidad para movimientos superficiales en cuenca alta del río Llobregat y sector de Pobla de Lillet (Gerona, Pirineo oriental) empleando el software ArcInfo (ESRI), a escala regional mediante el método estadístico del tipo discriminante.

También, en la *Universidad Politécnica de Cataluña* en colaboración con el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) y el *Centre de Recerca en Ciències de la Terra (CRECIT)* han estudiado y modelizado la peligrosidad de los deslizamientos activados por sismos empleando la metodología determinista de *Newmark* con aplicación al principado de Andorra (Coral Moncayo, 2002, Figueras et al., 2004).



## 4. FACTOR DETONANTE

Dado que la presente tesis se centra en el estudio de deslizamientos inducidos por sismos, dedicaremos este apartado a describir todo lo relacionado con la acción sísmica como factor detonante.

### 4.1. Caracterización del movimiento sísmico

La caracterización del movimiento sísmico en un determinado emplazamiento sobre un terremoto es el objetivo fundamental de la Ingeniería Sísmica. Los resultados de los estudios desarrollados dentro de la disciplina se dirigen al diseño sismorresistente de estructuras, es decir, a diseñar éstas de modo que resistan los máximos movimientos o los esperados con una cierta probabilidad. Dicho movimiento se estudian mediante el análisis de peligrosidad.

Para el diseño de edificios ordinarios, la mayor parte de las normativas fijan un periodo de retorno de 475 años, lo que significa que los correspondientes movimientos tienen una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años. Se asume, por tanto, que la estructura se diseña para un movimiento que durante su vida útil no será excedida con un 90% de probabilidad. Para diseño de estructuras de especial importancia, como centrales nucleares, cuyo fallo pudiera tener consecuencias muy graves para la instalación y el entorno, se acude generalmente a periodos de retorno de 10.000 años o aún mayores. A medida que aumenta el periodo de retorno, los valores de los parámetros asociados son más altos, por lo tanto la probabilidad de superación es más pequeña y el nivel de riesgo asumido es mucho menor.

#### 4.1.1. PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS

El movimiento esperado debe caracterizarse por uno o varios parámetros que representan aspectos de la sacudida sísmica. Éstos están relacionados esencialmente con la amplitud del movimiento, el contenido frecuencial y la duración. En el caso de movimientos reales y registrados, correspondientes a eventos ya ocurridos, estos parámetros pueden deducirse directamente de los registros. Cuando se trata de predecir movimientos futuros, dichos parámetros se estiman mediante modelos matemáticos.

Los registros del movimiento sísmico pueden presentarse en forma de historias temporales de desplazamiento, velocidad o aceleración, en el dominio del tiempo, o bien de los correspondientes espectros de Fourier en el dominio de la frecuencia.

En Ingeniería Sísmica el tipo de registro más empleado es la historia temporal de aceleración, o bien, el *espectro de respuesta* que definiremos más adelante. El motivo de emplear este tipo de registros estriba en que la aceleración es el parámetro cinemático más directamente relacionado con la carga sísmica que soporta la estructura y con la fuerza de inercia de la misma.

Para efectos prácticos, muchas veces se trata de caracterizar el movimiento por un único parámetro, en lugar de contar con toda la historia temporal o con el espectro. En este caso, el más tradicionalmente empleado es el conocido como aceleración pico, denotado por PGA (*del inglés, Peak Ground Acceleration*). Es la amplitud máxima en valor absoluto de la historia temporal de aceleración. Puede medirse en cualquiera de las componentes del registro y habitualmente se tienen tres componentes: dos horizontales y una vertical. Normalmente se elige como valor de PGA, el valor máximo de las componentes de aceleración registrados o deducidos. Las unidades de medida más utilizadas son el gal  $=\text{cm/s}^2$  o  $g=980$  gal.

Para la representación del movimiento en el dominio de la frecuencia se utilizan los *espectros de respuesta*, que indican la respuesta máxima de osciladores simples de un grado de libertad con cierto amortiguamiento, ante una excitación sísmica, en función de la frecuencia propia del oscilador (*figura 4.1*). Dicha respuesta puede expresarse en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento para las distintas frecuencias del movimiento,  $SA(\omega)$ ,  $SV(\omega)$ ,  $SD(\omega)$ .

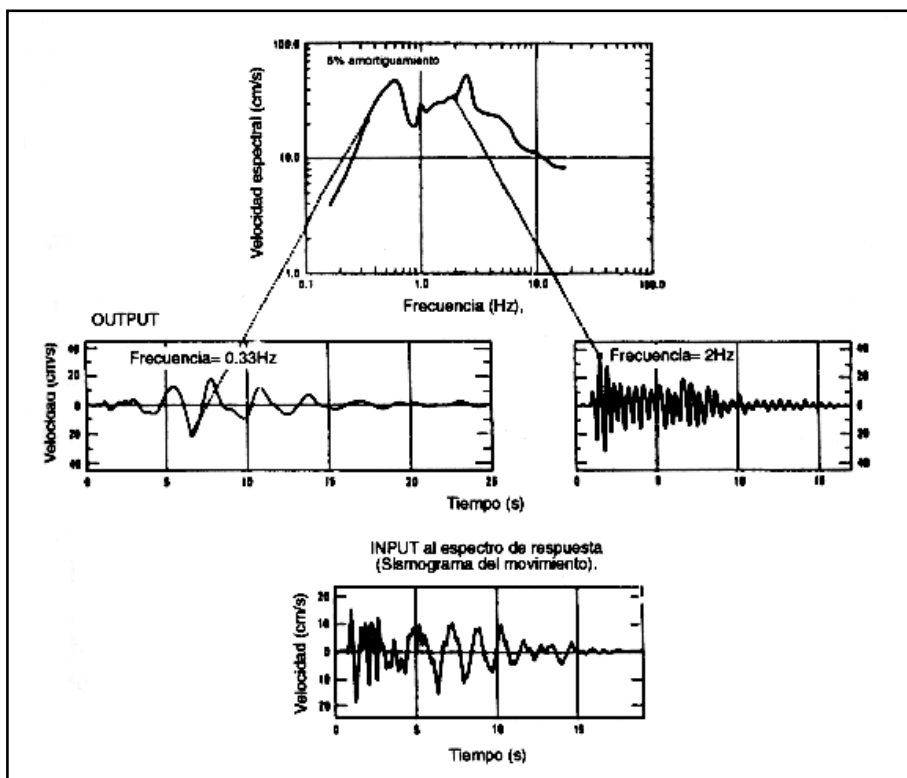


Figura 4.1. Esquema de construcción de espectros de respuesta (Hays, 1980).

La aceleración espectral de periodo  $T=0$  (muy alta frecuencia) coincide prácticamente con la aceleración pico del movimiento, es decir,  $SA (\omega \approx \infty) \equiv PGA$ . Por esto, cuando se producen vibraciones de frecuencia muy alta, una estructura rígida tiende a moverse solidariamente con el terreno, y por tanto la aceleración de respuesta coincide prácticamente con la máxima del suelo. Sin embargo, para vibraciones de frecuencia muy baja ( $\omega \approx 0$ ), se tiene una aproximación similar con el desplazamiento en estructuras flexibles, por tanto,  $SD (\omega \approx 0) \equiv PGD$ . La aceleración pico del movimiento determina entonces el límite de alta frecuencia del espectro, mientras que el desplazamiento pico condiciona el de baja frecuencia.

A veces puede suceder que la frecuencia natural de una estructura coincide con la frecuencia predominante del movimiento. Es entonces cuando se produce un efecto de resonancia, donde la energía se amplifica pudiendo causar mayor daño. Por ello las estructuras rígidas, de bajo periodo propio (alta frecuencia), se ven más afectadas por movimientos en los cuales la mayor parte de la energía está contenida en el rango de las altas frecuencias, mientras que lo contrario sucede con las estructuras flexibles. Es por esto que en aplicaciones de ingeniería sísmica, no sólo es necesario conocer la amplitud máxima del movimiento sino también su contenido frecuencial.

Por ello actualmente los estudios de peligrosidad tienden a estudiar para un cierto periodo de retorno o probabilidad de excedencia no solo el valor de la PGA, sino también la aceleración espectral en el rango del periodo de interés.

#### 4.1.2. PARÁMETROS DE DAÑO POTENCIAL

Existen otros parámetros del movimiento indicativos de la energía susceptible de dañar a las estructuras (*parámetros de daño potencial*), los cuales pueden ser complementarios con la PGA y con el espectro de respuesta.

La mayoría de los parámetros instrumentales propuestos en la literatura proporcionan una medida de la energía liberada en un cierto rango de frecuencias, considerando tanto la amplitud como el contenido frecuencial, o bien de otras causas relacionadas con el daño, como la duración del movimiento. Un parámetro cuantitativo de la intensidad del movimiento total es la *Intensidad de Arias*, que se utiliza en el análisis de la peligrosidad sísmica en el método de *Newmark*, y se caracteriza por correlacionar bien con la distribución de los deslizamientos activados por terremotos (*Keefer y Wilson, 1989, Harp y Wilson, 1995*) y con el nivel de daño e intensidad local (*Margottini et al., 1992, Cabañas et al., 1997*).

A continuación, se describen los parámetros más empleados para la caracterización de la acción sísmica que induce al deslizamiento: *Intensidad Macrosísmica* e *Intensidad de Arias*.

##### **Intensidad Macrosísmica**

Además de estos parámetros instrumentales, a menudo se emplea la Intensidad Macrosísmica como un parámetro más del movimiento.

La intensidad macrosísmica es una medida de severidad de la sacudida, estimada a partir de los daños causados en las estructuras, las personas y el terreno. No es un parámetro instrumental, y por lo tanto, no describe objetivamente el movimiento, ya que los daños dependen de otros factores, como la vulnerabilidad, la exposición y el sitio de observación. Para un cierto terremoto, generalmente la intensidad es mayor en la zona epicentral y

decrece con la distancia, si bien hay casos, en los que los fenómenos de amplificación local pueden generar las máximas intensidades fuera del epicentro.

Diversas escalas han sido propuestas para su medida: Mercalli, Mercalli Modificada, MSK, etc. La mayoría de ellas contienen 10 ó 12 grados. La escala actualmente empleada en Europa es la EMS98 (*European Macroseismic Scala*, adoptada por el Consejo de Europa en 1998). A pesar de su subjetividad la Intensidad Macrosísmica sigue siendo el parámetro más empleado habitualmente por su relación directa con el daño.

### Intensidad de Arias

La Intensidad de Arias (IA) es una medida de la capacidad de daño basada en la energía (por unidad de peso), del movimiento del suelo, disipada por una población de estructuras (sistemas lineales de un grado de libertad) cuyas frecuencias propias están uniformemente distribuidas en todo el rango de frecuencias (*Arias, 1970*). En definitiva, refleja la energía total contenida en el acelerograma. La deducción de su expresión matemática considera como modelo estructural el oscilador de un grado de libertad con amortiguamiento viscoso. La expresión simplificada para la intensidad de Arias es:

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a^2(t) dt \quad \text{ec. 4.1}$$

donde  $I_A$  es la intensidad de arias en unidades de velocidad,  $t$  es una variable temporal,  $a(t)$  es la aceleración del suelo en función del tiempo y  $t_0$  es la duración total del movimiento.

Otros parámetros indicativos de la energía del movimiento del suelo que se utilizan son el CAV (*Cumulative Absolutely Velocity*) que refleja la energía experimentada en un entorno a partir del área bajo el acelerograma absoluto, y la *duración*, existiendo múltiples definiciones, una de ellas es la *duración efectiva* (*Bommer y Martinez-Pereira, 1996*). A partir de estos parámetros, se puede definir valores umbrales, de los cuales se espera un cierto grado de daño, dependiendo de la vulnerabilidad de la estructura, lo que tiene indudable interés en diseño sismorresistente.

## 4.2. Evaluación y Predicción de Parámetros

### 4.2.1. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS PARA UN DETERMINADO ESCENARIO SÍSMICO

En la predicción del movimiento asociado a un determinado escenario sísmico, debe caracterizarse en primer lugar dicho escenario por un parámetro representativo del tamaño del sismo que lo genera, y por una posible localización del mismo o, al menos, por una medida de la distancia epicentral del foco a la zona o emplazamiento donde se desea predecir el movimiento.

Como parámetros de tamaño generalmente se emplean la intensidad macrosísmica, ya descrita, o la magnitud, que representa una medida de la energía liberada en el foco, a partir de la amplitud o duración de las ondas sísmicas registradas en el sismograma. Es por tanto un parámetro instrumental, que puede medirse en diversas escalas, como



magnitud local  $M_L$  (primera escala propuesta por Richter), magnitud de ondas internas,  $m_b$ , magnitud de ondas superficiales,  $M_s$ , etc. La escala que tiende a emplearse en la actualidad es la magnitud momento,  $M_w$ . Esta escala es logarítmica, por lo que un incremento de una unidad de magnitud corresponde a un aumento de 30 veces en la energía liberada. Así, un sismo de magnitud 7 libera casi mil veces más energía de un sismo de magnitud 5. Los terremotos más grandes de los que se tienen registros instrumentales han alcanzado magnitudes del orden de 9.

Independientemente de la escala elegida, la magnitud es un parámetro más objetivo para representar el tamaño del sismo que la intensidad, ya que el valor de esta última depende no solo de la energía liberada, sino de factores como la vulnerabilidad sísmica en la zona afectada, la densidad de población, e incluso la hora del día en que ocurra el terremoto. Por ello, se tiende a caracterizar el tamaño del sismo en términos de magnitud, en la definición de escenarios sísmicos.

La caracterización del movimiento para un cierto escenario sísmico, requiere estimar parámetros como la aceleración, velocidad o desplazamiento, bien sean valores pico o espectrales, que den idea del movimiento que se puede registrar en la zona de interés, como consecuencia de la ocurrencia de un sismo del tamaño y localización del escenario definido.

Para ello, la situación óptima se presenta cuando se dispone de registros de movimiento fuerte (o acelerogramas), que permiten inferir directamente los valores de aceleración pico PGA o espectrales SA (T) realmente registrados y de ahí trazar isolíneas del movimiento que reflejan los diferentes factores que intervienen: radiación en la fuente, atenuación de la energía en el medio transmisor y efecto local del terreno. Este es el fundamento de los mapas en Internet conocidos como “*shake maps*”, que están en creciente desarrollo en todo el mundo y que reflejan de forma rápida cómo se propaga el movimiento tras la ocurrencia de un terremoto. Además, a partir de los acelerogramas se pueden obtener por integración las historias temporales de velocidad y desplazamiento y los valores de los correspondientes parámetros pico y espectrales.

En caso de no disponer de registros “*in situ*” debe acudir al empleo de modelos de movimiento fuerte, desarrollados a partir de datos registrados en la zona en cuestión o bien en otras cuya extrapolación resulte razonable. Estos modelos han proliferado en los últimos años, gracias al aumento y densificación de redes acelerométricas, que ha generado a su vez un incremento de datos en diferentes zonas y regímenes tectónicos, posibilitando la deducción de los correspondientes modelos.

En ellos, el movimiento en un punto se plantea como una suma de los tres factores que intervienen: fuente, medio y estación. Esta idea se concreta expresando el parámetro característico del movimiento, denominado genéricamente GM (*Ground Motion*), como una variable que es función de otras explicativas de esos efectos, que suelen ser la magnitud  $M$ , distancia a la falla o epicentral  $R$  y un factor indicativo del tipo de suelo  $S$ . Con este enfoque el problema se resuelve tratando de encontrar la función  $GM = f(M, R, S)$  más adecuada a las características de una determinada zona. Dichas características deben examinarse previamente para definir el rango de magnitudes de los terremotos que pueden afectar al emplazamiento, su distancia epicentral y el tipo de suelo y geología del mismo, caracterizando así los tres factores integrantes del movimiento. Con esta información se seleccionan acelerogramas y se formulan ecuaciones siguiendo un cierto modelo matemático en el que el parámetro GM, normalmente identificado con aceleración,

velocidad, desplazamiento pico u ordenadas espectrales, se plantea como variable dependiente, mientras que M, R y S actúan como variables independientes del modelo.

Los coeficientes del modelo se estiman habitualmente por regresión estadística, ajustando los datos reales al modelo, con lo que éste queda determinado. Puede procederse entonces a calcular el valor esperado de GM para las condiciones fijadas por los valores de M, R y S característicos del escenario sísmico definido. Entre los modelos desarrollados con datos de Centroamérica, cabe citar los propuestos por *Climent et al. (1994)*, *Schmidt et al. (1997)* y *Cepeda et al. (2004)*. Este último será empleado para calcular el movimiento asociado al escenario del sismo del 13 de enero de 2001 en el presente trabajo de tesis (*Capítulo 13*).

#### 4.2.2. PREDICCIÓN DE PARÁMETROS: ANÁLISIS DE PELIGROSIDAD

La peligrosidad o amenaza sísmica de un emplazamiento se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia, durante un periodo de tiempo dado (*Schenk, 1989*). Según esta definición, la peligrosidad se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo se considera constitutivo de peligro potencial y durante qué periodo de tiempo se evalúa la probabilidad de excedencia de ese nivel de movimiento. Para caracterizar dicho movimiento se consideran generalmente parámetros cinemáticos como la aceleración, velocidad o desplazamiento, bien sean los valores máximos de las correspondientes historias temporales o los valores espectrales.

Genéricamente se denomina Y al nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se quiere determinar en el emplazamiento E y t al tiempo en años durante el cual se evalúa la peligrosidad H (*del inglés, Hazard*), entonces ésta queda definida por la expresión:

$$H = P[y \geq Y; \text{en } t \text{ años, en el emplazamiento } E] \quad \text{ec.4.2}$$

Frecuentemente, la peligrosidad se expresa también como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro de movimiento  $P[y > Y]$ , en lugar de en un tiempo arbitrario t. El periodo de retorno se define como el valor del inverso de dicha probabilidad anual.

En la predicción del movimiento en un emplazamiento dado se requiere conocer la contribución de los tres factores que intervienen, que son la radiación generada en la fuente, la propagación de ondas a través del medio y el efecto local del suelo (*Benito et al., 1999b*). La resolución del problema es de gran complejidad, por este motivo tiende a simplificarse en estudios de peligrosidad, sobre todo si se trata de estudios a escala regional.

El factor *fuentes* viene representado por la sismicidad de la región de influencia para un emplazamiento dado. Para su caracterización se identifican las fallas activas en la misma y/o las zonas sismogénicas<sup>3</sup>, las cuales se caracterizan por las leyes de recurrencia de la sismicidad asociada o por los máximos sismos potenciales. La actividad de las fuentes que pueden generar movimiento en un emplazamiento dado es caracterizada tanto por el tamaño como por la distribución espacio-temporal de los sismos que ocurren en ellas.

---

<sup>3</sup> Cada una de ellas se considera que tiene un potencial sísmico homogéneo, por lo que tienen características sísmicas constantes dentro de una misma zona, como la proporción entre sismos grandes y pequeños, la frecuencia de ocurrencia de terremotos y la magnitud máxima esperable. Por lo tanto, la probabilidad de ocurrencia de un sismo de una magnitud dada es uniforme (espacial y temporalmente) para cualquier punto de una determinada zona

La *propagación* de las ondas a través de la trayectoria, desde la fuente hasta el emplazamiento donde se realiza la predicción, es otro factor determinante del movimiento. En el trayecto la energía se puede atenuar, más o menos dependiendo del medio, y por ello es conveniente contemplar este hecho estimando leyes de atenuación específicas para cada zona. La amplitud de las ondas se atenúa en su propagación como consecuencia de la expansión geométrica del frente de ondas y de la anelasticidad del medio. Por ello, la estimación de la atenuación sísmica regional precisa del conocimiento detallado de la estructura que separa la fuente del emplazamiento donde se predice el movimiento; algo que no siempre es factible. Aplicando las leyes de atenuación con la distancia a los movimientos generados en las zonas fuente de los terremotos, es posible determinar el movimiento esperado en un cierto emplazamiento y a cierta distancia de la fuente, en la que tendremos en cuenta el tipo de suelo del emplazamiento.

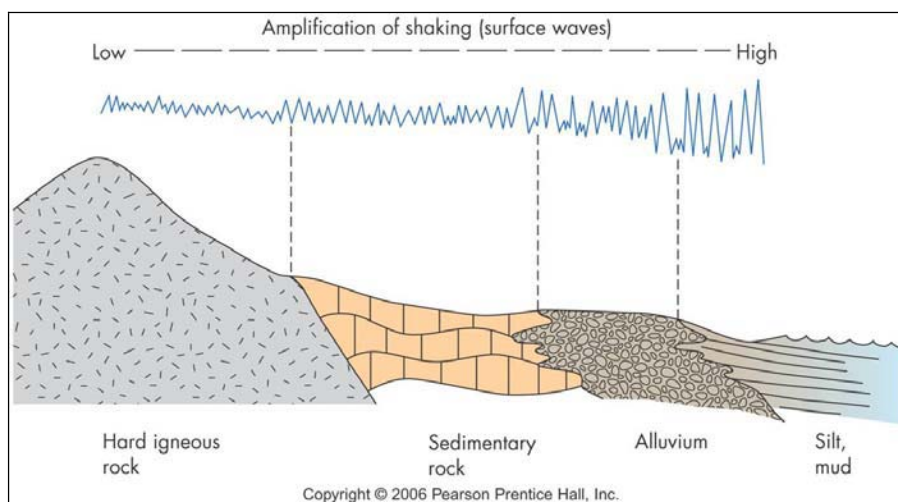
Cuando el emplazamiento no está asentado sobre roca o exista alguna irregularidad topográfica, hay que añadir a los factores anteriores el denominado *efecto de sitio o local*. Este es un efecto de amplificación o atenuación de la energía causado por la geología superficial, la topografía y la geometría del subsuelo, sobre la radiación incidente en la base rocosa. En la propagación de las ondas a través de la capa más superficial del terreno, se producen distintos fenómenos físicos que dan lugar a una composición final del movimiento formado por: ondas directas y reflejadas P y S, un grupo de ondas que son el producto de la dispersión y difracción de las anteriores. A estas modificaciones al movimiento ondulatorio que llega a la base rocosa, contribuyen muchos aspectos del terreno, esencialmente la composición y espesor de las capas situadas sobre la base rocosa, y la topografía superficial y subsuperficial. Por este motivo, para caracterizar correctamente el efecto de sitio es necesario tener en cuenta las condiciones locales, la geología superficial, la topografía y la composición y dirección de la radiación incidente en la base rocosa.

Es un hecho conocido desde hace mucho tiempo que el denominado *efecto local* influye sustancialmente en las principales características de un movimiento fuerte, como son la amplitud, frecuencia y duración y a menudo dicho efecto es la principal causa del daño ocasionado como son la amplitud, frecuencia y duración. En muchos terremotos recientes, se ha observado que este efecto local ha introducido un factor de amplificación altamente significativo, llegando a multiplicar por 5 o más la aceleración pico, respecto a la registrada en roca, o bien a aumentar 3 grados la intensidad macrosísmica. Algunos casos históricos, como el de la Ciudad de México, el área de la Bahía de San Francisco y muchas otras localizaciones, han mostrado claramente que las condiciones de sitio están fuertemente influenciadas por las amplitudes de la aceleración pico y por las amplitudes y formas del espectro de respuesta. Los movimientos más débiles son proporcionalmente más amplificados que los más fuertes debido a la no linealidad de dicho efecto.

Los efectos de las condiciones locales se manifiestan en el movimiento sísmico registrado de formas distintas:

- Producen amplificaciones o atenuaciones del movimiento ondulatorio.
- El contenido frecuencial se ve afectado.
- Varían los parámetros característicos del movimiento del suelo, como pueden ser: las amplitudes máximas, la duración,...
- En ciertas condiciones puede haber un comportamiento no lineal del suelo.
- Gran variabilidad del movimiento en lugares muy próximos entre sí.
- La amplificación local del suelo no afecta igual a las diferentes amplitudes del movimiento, encontrándose factores de amplificación variables para las distintas frecuencias.

La influencia de estos factores en la peligrosidad se aborda normalmente por medio de estudios de microzonación. Es de destacar que la amplificación local del suelo no afecta igual a las diferentes amplitudes del movimiento, encontrándose factores de amplificación variables para las distintas frecuencias. Los suelos blandos presentan baja frecuencia propia y tienden a amplificar las frecuencias de este orden, sin embargo, filtran las altas frecuencias del movimiento (*figura 4.2*). Es por esto que, los factores de amplificación de estos suelos son mayores para aceleraciones espectrales de baja frecuencia o para el desplazamiento y velocidad pico, de menor frecuencia que la aceleración pico, PGA.



*Figura 4.2. Niveles de amplificación del movimiento en función de la superficie litológica que atraviesa la señal sísmica (roca dura, roca sedimentaria, suelos aluviales, suelos limosos).*

Este efecto se refleja significativamente en la forma del espectro de respuesta del movimiento. La *figura 4.3*, muestra dos espectros de respuesta tipo, correspondiente a dos casos extremos. El tipo de suelo unido a la distancia epicentral son determinantes en el grado de daño que un determinado movimiento puede causar, dependiendo del tipo de estructura. El ejemplo A corresponde a un movimiento en un emplazamiento cercano al epicentro, situado sobre suelo duro o roca. El valor pico se presenta a alta frecuencia o bajo periodo, del orden de 0,3 s, por lo que el movimiento será más dañino para estructuras bajas y rígidas, que vibren con este periodo natural. El ejemplo B muestra la forma típica de un espectro en un emplazamiento a larga distancia del epicentro, situado en suelo blando, desplazándose el valor máximo hacia mayores periodos, del orden de 1 s. El movimiento representado será especialmente dañino para estructuras altas y flexibles, con este periodo propio.

En estudios de peligrosidad, la estimación del efecto local, a menudo, se incluye en las leyes de atenuación que se formulan para tres tipos de suelos: roca, aluvión superficial (suelo intermedio) y aluvión profundo (suelo blando). Por las razones expuestas las mayores diferencias entre los efectos de tres tipos de suelo se encuentran en las aceleraciones espectrales de baja frecuencia, así como en la velocidad y el desplazamiento pico del movimiento.

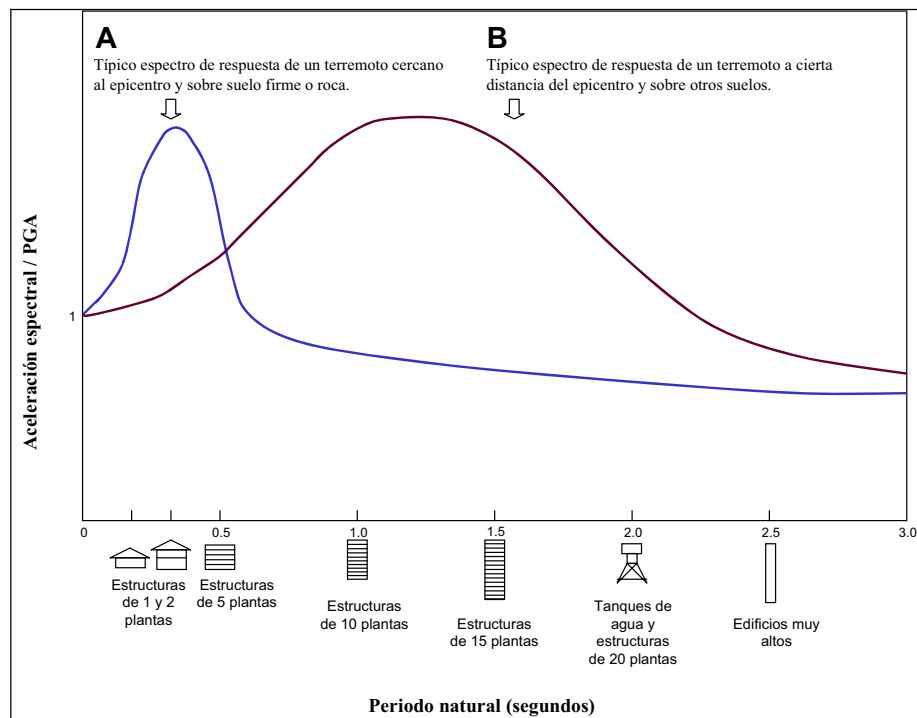


Figura 4.3. Ejemplo de espectros de respuesta en condiciones extremas de tipo de suelo y distancia epicentral, junto con el tipo de edificios que pueden verse más afectados (Coburn et al., 1992). El espectro A corresponde a movimiento en campo próximo y emplazamiento en roca. El espectro B corresponde a movimiento en campo lejano y suelo blando.

El efecto de la topografía resulta más complicado de cuantificar que el de la geología local, y admite menos generalizaciones. Existe una amplia línea de investigación al respecto, dentro de la cual se han realizado multitud de trabajos para cuantificar la amplificación de determinados accidentes topográficos, en función de las características geométricas de los mismos y de la radiación incidente.

En una simple clasificación, las topografías se pueden reagrupar en:

- Topografías convexas: cualquier elevación sobre la superficie libre como dorsales y montañas.
- Topografías cóncavas: como depresiones y cañones.

En general, las topografías convexas tienden a amplificar el movimiento, debido a que en ellas se producen interferencias constructivas entre las ondas incidentes y las reflejadas en el borde del accidente topográfico, mientras que las cóncavas tienden a introducir deamplificación, ya que en ellas las interferencias suelen ser destructivas. Sin embargo, la estimación del factor de amplificación y la frecuencia a la que se produce depende decisivamente de las características de cada problema concreto (altura y anchura del accidente, ángulo de incidencia de la radiación, tipo de onda, etc.), lo que hace difícil la generalización del problema.

Los efectos topográficos causados por irregularidades del terreno pueden ser estimadas a partir de soluciones exactas a problemas idealizados (Aki, 1988). En la revisión que realizan Geli et al., (1988) y Bard (1995) sobre el estudio del efecto de la topografía, se resaltan algunas características comunes encontradas por distintos autores de forma generalizada, como son:

- Se produce una amplificación del movimiento en las cimas de las montañas (en general, de las topografías convexas), y una atenuación en el fondo de los cañones, (en general de las topografías cóncavas). El efecto de amplificación o atenuación depende del tipo de onda, siendo mayor para ondas S que para ondas P. Es más, en general, cuando la componente horizontal del movimiento es perpendicular al eje de las dorsales, la amplificación es mayor que en el caso de ser paralelo al mismo.
- Se observa que la máxima amplificación es sensible a la razón entre la semianchura y altura de la elevación; cuanto mayor es la pendiente mayor es la amplificación.
- El fenómeno depende del contenido frecuencial de la onda, produciéndose las mayores amplificaciones para las longitudes de onda del movimiento comparables con las dimensiones horizontales de la topografía.
- En general, existe un acuerdo entre la frecuencia correspondiente a la máxima amplificación predicha teórica y experimentalmente.
- Existe discrepancia entre la cuantificación de la amplitud teórica y observada. Con frecuencia las amplificaciones observadas son superiores a las predicciones teóricas.

En el caso de modelos con estratigrafía subsuperficial (*Geli et al., 1988*), se observa una sistemática amplificación en bajas frecuencias, independientemente de la estructura geológica y los valores de velocidad superficiales, así como, una tendencia general a la atenuación en altas frecuencias.

En la *figura 4.4*, se muestra un ejemplo de amplificación local en la cuenca de Volvi (*Jongmans et al., 1998*), la parte superior de la imagen corresponde a los acelerogramas registrados en las diferentes zonas de la cuenca, donde se observa la amplificación de la señal en el centro de la cuenca con respecto a los extremos, en la parte inferior de la imagen podemos ver el perfil de la cuenca, distinguiendo las zonas de sedimentos y sus espesores.

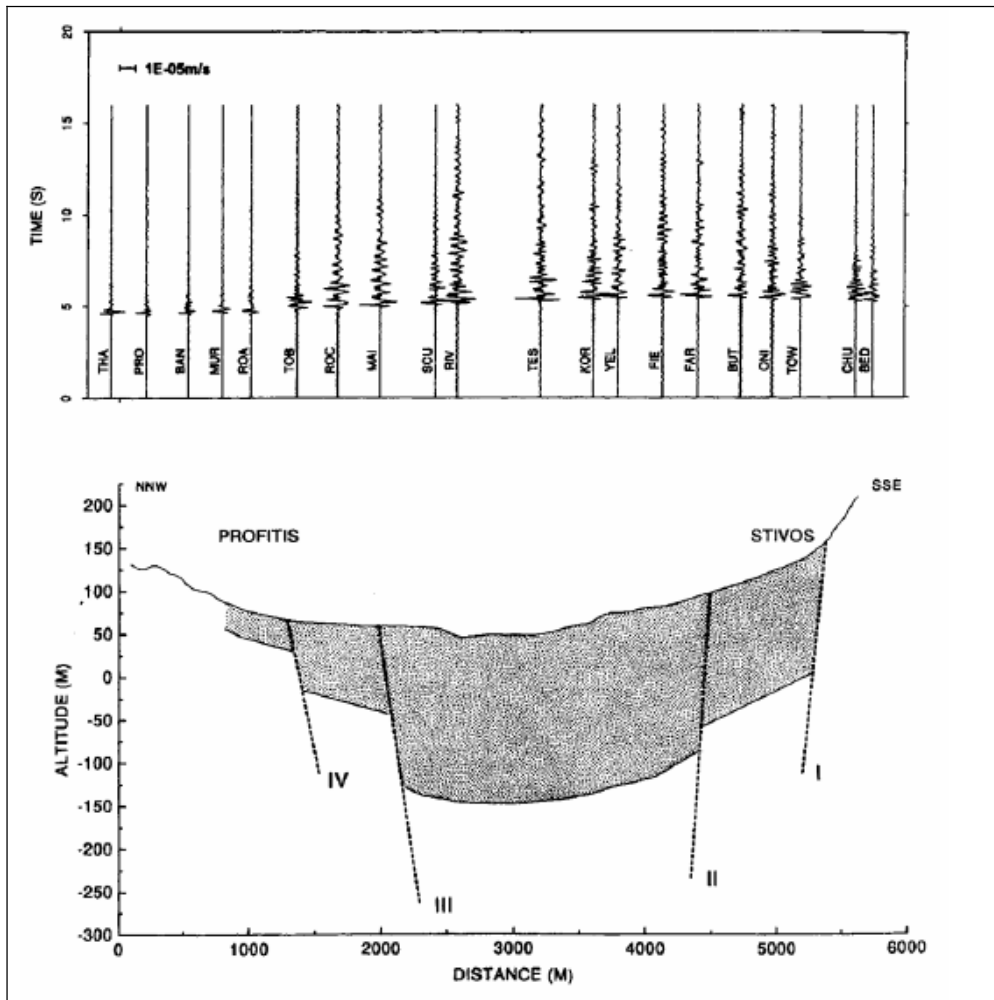


Figura 4.4. Amplificación de la señal en la cuenca Volvi.  
Fuente: EURO-SEISTEC (Jongmans et al., 1998).

#### 4.2.3. CÁLCULO DE LA PELIGROSIDAD

Existen varios métodos para estimar la peligrosidad sísmica. Los primeros propuestos durante la década de los años 60 son los métodos deterministas, que asumen la hipótesis de que la sismicidad es estacionaria, lo que implica que el patrón de sismicidad futura es análogo al de sismicidad pasada. Se estima entonces el movimiento generado por el mayor evento ocurrido alrededor de un emplazamiento dado, con una probabilidad no cuantificada, lo que supone estimar el movimiento asociado al escenario más desfavorable (p.ej., la ocurrencia del sismo de mayor tamaño en la zona-fuente más cercana). Dicho movimiento se considera representativo de la peligrosidad.

Más tarde, surgieron los *métodos probabilistas* (Cornell, 1968), que tuvieron una amplia aceptación durante los años 70, por su capacidad de ofrecer probabilidades anuales de excedencia para el parámetro del movimiento fuerte que se considerara representativo de la peligrosidad. Con el desarrollo de leyes de atenuación o modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo para parámetros espectrales (no sólo valores pico) a lo largo de los años 80, se hizo posible la construcción de *espectros de diseño* en los que se considera la probabilidad de excedencia de todas las ordenadas espectrales para los periodos de interés en ingeniería sísmica. De este modo surgen los espectros de peligrosidad uniforme (UHS, del inglés *Uniform Hazard Spectra*), que se construyen

representando punto a punto las ordenadas espectrales con una misma probabilidad de excedencia o con un mismo periodo de retorno (Trifunac et al., 1987).

En resumen, en un método probabilista se realiza un análisis de la sismicidad en el pasado para, a partir de ella, inferir leyes de recurrencia para el futuro. La acción sísmica considerada en cada punto no corresponde a un determinado terremoto, como sería en el caso de un planteamiento determinista, sino que dicha acción se estima integrando la contribución de todas las zonas que pueden influir en un emplazamiento y un tiempo dado. Este es el criterio habitual que se sigue con fines de diseño, debiendo contemplarse no un movimiento específico, sino cualquier movimiento que pueda afectar a la estructura en su tiempo de vida útil.

Actualmente, los métodos de evaluación de la peligrosidad combinan aspectos probabilistas, como son la estimación de probabilidades anuales y las correspondientes incertidumbres, con aspectos deterministas, como el hecho de proporcionar un escenario de diseño (McGuire, 2001). En este contexto se ha impuesto en las dos últimas décadas la metodología conocida como PSHA (*Probabilistic seismic Hazard assessment*), que trata de cuantificar la dispersión de los resultados de peligrosidad debida a las incertidumbres inherentes a distintos estados del proceso de cálculo (zonificación, leyes de recurrencia, atenuación, etc). Ante el desconocimiento de los modelos reales, la línea PSHA propone la consideración de distintas hipótesis sobre la información básica (catálogos sísmicos, geometría y caracterización de zonas fuente, distribución temporal, espacial y de magnitud dentro de cada zona, leyes de atenuación del movimiento del suelo, etc.) y lleva a cabo un análisis de las incertidumbres asociadas (Budnitz et al., 1997, Sabetta et al., 2005). La aplicación de la metodología PSHA hace uso de herramientas como el juicio de expertos y el árbol lógico para fijar las opciones de cálculo y para evaluar las incertidumbres inherentes al conjunto de resultados.

#### **4.2.3.1. Métodos Deterministas**

Los métodos deterministas asumen la hipótesis de estacionariedad de la sismicidad, considerando que los terremotos en el futuro se producirán de forma análoga a como lo hicieron en el pasado y conducen a la estimación de los límites superiores del movimiento, expresados por los valores máximos del parámetro empleado para su descripción. Así por ejemplo, si se predice una intensidad esperada en el emplazamiento de VII, se interpreta como la mayor intensidad que se va a sentir como consecuencia de cualquier terremoto en la zona circundante. Éstos requieren tan sólo el conocimiento del máximo sismo potencial o del terremoto característico, mientras que los probabilistas necesitan la estimación previa de leyes de recurrencia de los sismos en cada falla o zona sismogénica. Estos métodos presentan la ventaja de sencillez en su aplicación, pero tienen como inconvenientes el desconocimiento de la probabilidad asociada a ese máximo movimiento, así como la caracterización de las fuentes únicamente por el mayor terremoto, sin intervenir su ley de recurrencia.

#### **4.2.3.2. Métodos Probabilistas**

A diferencia de los métodos deterministas, los probabilistas consideran los efectos de todos los terremotos que pueden afectar a un emplazamiento dado, y tienen en cuenta las leyes de recurrencia de los mismos. Dan como resultado estimaciones de la probabilidad de excedencia para cada valor de la intensidad del movimiento esperado en el emplazamiento, durante un periodo de tiempo dado, quedando así representada la peligrosidad por medio de curvas que indican valores de la intensidad del movimiento para diferentes probabilidades o mapas de isolíneas asociadas a una cierta probabilidad.



La evaluación de la peligrosidad sísmica se puede efectuar siguiendo dos modelos de sismicidad, zonificado y no zonificado, en función de si se descompone el área que potencialmente constituye un peligro sísmico en zonas sismogénicas de geometría bien definida (zonas con sismicidad uniforme o fallas) o no. El primero, es el modelo zonificado propuesto inicialmente por *Cornell (1968)* e implementado por *McGuire (1976)*, y el segundo, es el modelo no zonificado, propuesto por *Woo (1996)* entre otros. Ambos métodos permiten obtener estimaciones de peligrosidad en un área extensa, expresando la amplitud del movimiento del terreno esperado en cada punto para diversas probabilidades de excedencia o periodos de retorno, estableciendo así diferencias relativas de peligrosidad entre zonas.

Como se ha comentado anteriormente, el método probabilista requiere asumir ciertas hipótesis y ciertos modelos para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la peligrosidad, por lo que el proceso global de cálculo conlleva numerosas incertidumbres, que hacen que los resultados puedan verse afectados de un alto grado de dispersión.

Normalmente se adoptan modelos de sismicidad zonificados. Éstos consideran que la sismicidad del área en cuestión puede distribuirse en distintas zonas sismogénicas, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue.

Todo estudio de peligrosidad sísmica en un cierto emplazamiento debe comenzar con un detallado análisis de la sismicidad y tectónica del área de influencia alrededor del mismo; a fin de determinar qué fuentes sísmicas pueden suponer peligro potencial. De este análisis, se establecerá el marco de referencia para el resto del estudio, delimitando la extensión de la zona cuyos terremotos pueden tener influencia significativa, así como las características generales de las fuentes sísmicas englobadas.

Una vez determinado el modelo de sismicidad de la región de interés para el estudio PSHA, incluyendo los parámetros característicos de cada zona sismogénica, se debe establecer el modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, también conocido frecuentemente como ley de atenuación. Dicho modelo relaciona el movimiento del terreno en el emplazamiento (definido por algún parámetro del movimiento genérico  $Y$ , que normalmente es una aceleración o velocidad) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (intensidad macrosísmica  $I$  o magnitud  $m$ ), la distancia fuente-emplazamiento  $r$ , y una medida de la dispersión del modelo. Algunos modelos incluyen otros términos como el factor de suelo, el tipo de falla causante del sismo o el tipo de sismo en función de su localización hipocentral.

Una vez establecidos los modelos de recurrencia de terremotos, las zonas sismogénicas donde estos ocurren, y los modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, se tienen todos los elementos necesarios para resolver la integral de la peligrosidad según el planteamiento probabilista de *Cornell (1968)*. La peligrosidad se evalúa entonces como la probabilidad de superación de un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento, debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado.

El modo de resolución numérica de la ecuación de peligrosidad se refiere a un solo emplazamiento y permite calcular la probabilidad de excedencia de un nivel del movimiento específico. Sin embargo, los estudios de amenaza son generalmente más completos, y al menos dan la probabilidad de excedencia de varios niveles del movimiento, expresada a través de diversos parámetros (PGA, SA (T), etc.) y en ocasiones, no en un único emplazamiento sino en una región más extensa.

Como resultados del este proceso obtenemos la curva y los mapas de peligrosidad. La curva de peligrosidad en un cierto emplazamiento proporciona la probabilidad anual de excedencia o su inversa, el periodo de retorno (en ordenadas) de una serie de valores de un determinado parámetro del movimiento (en abscisas). La *figura 4.5* muestra las curvas de peligrosidad para la Ciudad de Guatemala y San Salvador que representan todos los parámetros de movimiento con los que se ha caracterizado la amenaza sísmica en el *proyecto RESIS II* “Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica”, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del CEPREDENAC (Benito et al., 2008). El movimiento esperado en este caso se ha caracterizado por medio de la PGA y ordenadas espectrales SA (T) para T=0.2, 0.5, 1 y 2 s, por lo que el estudio de peligrosidad ha concluido con las correspondientes curvas para estos parámetros.

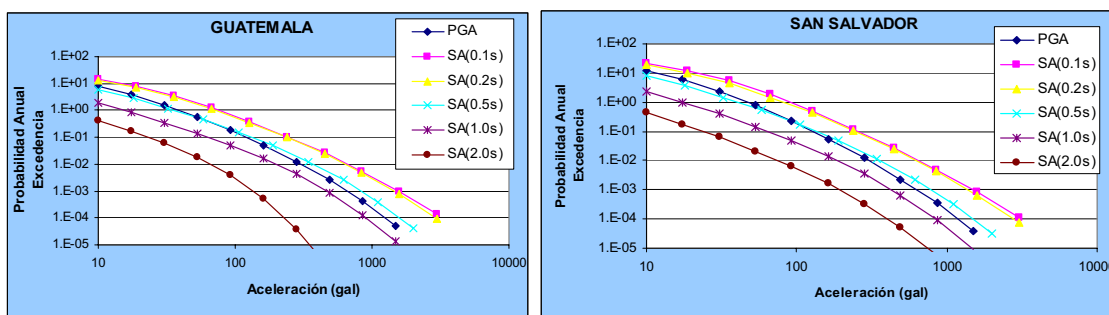


Figura 4.5. Curvas de peligrosidad para las ciudades de Guatemala y San Salvador (Fuente: Proyecto RESIS II, Benito et al., 2008)

Una vez determinado el valor de la probabilidad media anual de excedencia o periodo de retorno correspondiente a un determinado nivel de movimiento del terreno, el cálculo de la probabilidad de excedencia de dicho movimiento en un periodo de t años es inmediato:

$$P(y > Y \text{ en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} \quad \text{ec.4.3}$$

donde  $\lambda$  es la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento, Y, y t es el número de años para el que se calcula la peligrosidad.

La probabilidad de excedencia correspondiente a un nivel de movimiento del terreno para un periodo de retorno de t años se puede expresar en forma de mapas de peligrosidad. A continuación, se muestra un ejemplo del mapa de peligrosidad (o amenaza) de Centroamérica en términos de PGA (gal) para PR=500 años (*figura 4.6*), resultado del *proyecto RESIS II* (2008).

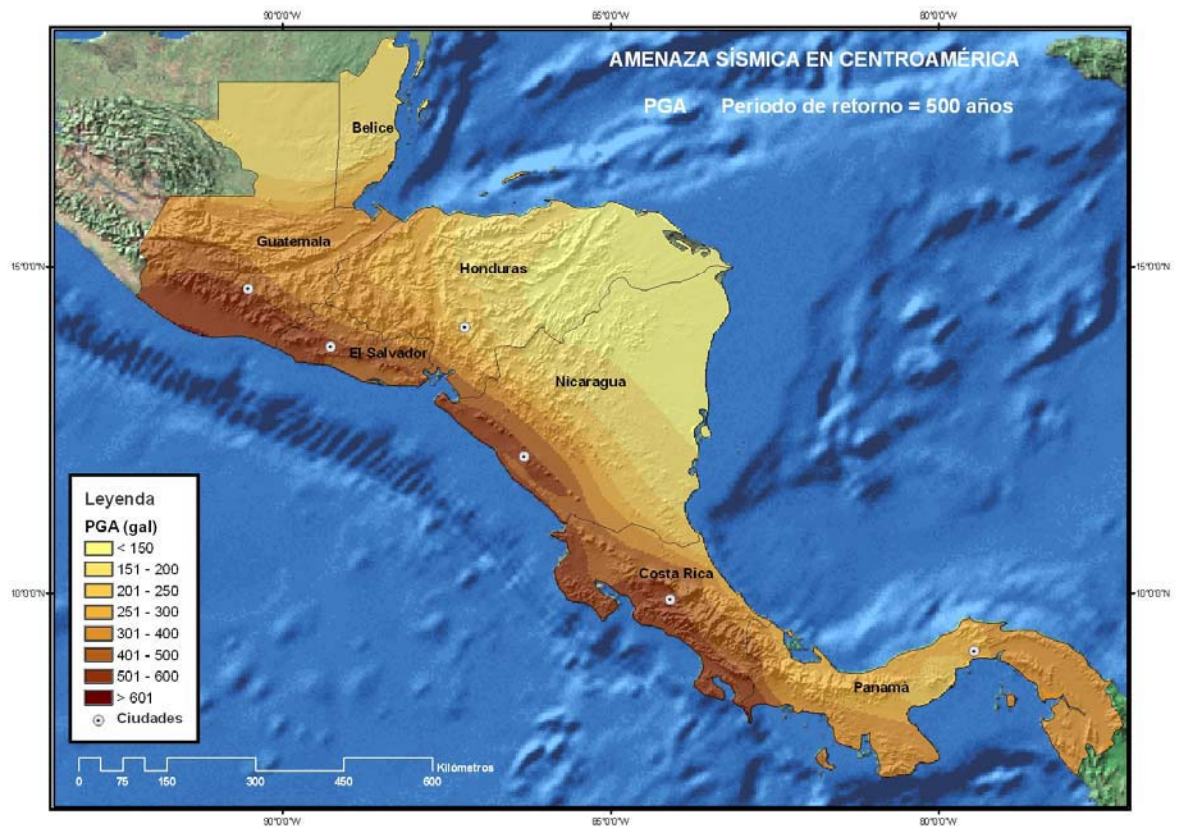


Figura 4.6. Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR=500 años (Fuente: Proyecto RESIS II).

## PARTE II. ESTADO DEL ARTE EN LA EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD Y/O PELIGROSIDAD DE DESLIZAMIENTOS DE LADERA

*El gran libro de la naturaleza está  
escrito en símbolos matemáticos.*

*Galileo Galilei.*



## 5. ESTADO DEL ARTE

En las últimas décadas se han desarrollado diferentes métodos para la evaluación de la susceptibilidad y/o peligrosidad a los deslizamientos de ladera, así como, la representación cartográfica del fenómeno según diversos autores (Hansen, 1984, Varnes, 1984, Corominas, 1987 y 1992, Van Westen, 1993 y 1994, Carrara et al., 1995, Hutchinson, 1995, Crozier, 1995, Leroi, 1996).

A pesar de las diferencias metodológicas y técnicas, muchos de los métodos propuestos consideran que las condiciones geológicas y geomorfológicas de los deslizamientos futuros deberían ser similares a las condiciones que condujeron a la inestabilidad de laderas pasadas y presentes. Por lo tanto, la representación de movimientos pasados y recientes, junto con la identificación y la representación de los factores condicionantes o iniciales de inestabilidad de laderas, son las claves en la predicción de futuros deslizamientos (Carrara et al., 1998).

En cuanto a los términos de *peligrosidad* y *susceptibilidad*, suele haber bastante confusión en la utilización de los mismos en la literatura científica. Guzzetti et al. (1999) y Aleotti y Choudhury (1999) señalan que la definición de peligrosidad incorpora los conceptos de localización espacial (¿dónde?), tiempo de recurrencia (¿cuándo?) y magnitud (¿cuánto?) como elementos cruciales en la predicción del comportamiento de futuros deslizamientos. En la mayoría de las publicaciones de trabajos de evaluación de deslizamientos regionales aparece el término *hazard* o *peligrosidad*, sin embargo generalmente definen un rango de unidades del terreno en términos de *susceptibilidad*, no considerando la componente temporal de la *peligrosidad* (*hazard*). En general, esta limitación es debida al hecho de que para la realización de una completa evaluación de peligrosidad hay multitud de obstáculos, entre ellos:

- La discontinuidad en espacio y tiempo de las fracturas de las laderas.
- La dificultad de identificar las causas, los factores desencadenantes (*triggering*) y las relaciones causa-efecto.
- La falta de un historial completo de datos respecto a la frecuencia de los deslizamientos.

Por lo tanto, la *peligrosidad* a los deslizamientos se puede definir como la probabilidad de ocurrencia potencial de un deslizamiento en un área y periodo de tiempo determinado (Varnes, 1984). Sin embargo, la *susceptibilidad* se refiere a la probabilidad de que un deslizamiento ocurra en una determinada área, por lo que se basa en las condiciones locales del terreno. Muchos de los modelos propuestos en los artículos no realizan estudios de peligrosidad (*hazard*), aunque definan sus estudios con este término, sino que evalúan

donde potencialmente ocurren los movimientos de laderas en un área pero sin tener en cuenta el factor temporal, lo que se denomina *susceptibilidad*. Por lo tanto, muchos de los mapas de peligrosidad podrían ser definidos mejor como mapas de *susceptibilidad* a los deslizamientos (Brabb, 1984).

Los modelos de predicción de deslizamientos, generalmente intentan identificar áreas donde es más probable que ocurran deslizamientos de laderas en base al conocimiento de un conjunto de características medioambientales en una determinada región (Guzzetti et al., 1999). La principal hipótesis de estos modelos se basan en que los movimientos de ladera que se producirán en un futuro son más probables que ocurran bajo las mismas condiciones que se dieron en el pasado y el presente (Varnes, 1984, Carrara et al., 1991, 1995). En el caso que se utilice métodos que relacionen la distribución de los deslizamientos ocurridos en un pasado junto a los factores condicionantes a la inestabilidad de laderas, se definirá un modelo con las zonas de mayor peligro de ocurrencia, sin embargo no indicarán ningún periodo de retorno o probabilidad de ocurrencia de los deslizamientos en un tiempo dado (Asté, 1991). De hecho, muchas de las evaluaciones regionales de peligrosidad de deslizamientos proveen una clasificación de unidades del terreno en términos de susceptibilidad, no incluyendo la componente temporal de peligrosidad.

Por su naturaleza, la evaluación de la *susceptibilidad* es un problema muy complejo y multivariante, en el que se ven involucrados muchos factores, intentando extrapolar datos locales a grandes áreas. Inherentemente, este proceso implica una gran incertidumbre (Crozier, 1995), debido principalmente a la representación e identificación de los deslizamientos, en el procedimiento de la evaluación de la susceptibilidad y en la aplicación de modelos estadísticos (Carrara et al., 1992). Los principales factores que impiden el desarrollo de los modelos cuantitativos son debidos a la calidad, la cantidad y la relevancia de la información disponible, así como a la efectividad y la fiabilidad de los modelos (Carrara et al., 1998).

Además, es de destacar la existencia de muy pocos trabajos que traten sobre la comparación de diferentes técnicas de modelización de peligro de deslizamientos, en el que se muestren las principales ventajas o inconvenientes de los métodos propuestos (Carrara et al., 1992, 1995, van Westen, 1993) o que desarrollen una discusión crítica de los principios básicos de la evaluación de peligrosidad de deslizamiento (Varnes, 1984, Carrara et al., 1995, Hutchinson, 1995). La mayoría de los artículos exponen aplicaciones específicas en la evaluación de la peligrosidad de los deslizamientos en determinadas áreas. Sin embargo, pocos son los autores que informan de las condiciones de inestabilidad, de la peligrosidad y riesgo relacionado en grandes regiones. Algunos ejemplos en esta línea son los trabajos elaborados por el US Geological Survey (Nilsen y Brabb, 1977, Brabb, 1998, Mark, 1992, Brabb, 1995), por la Oficina Francesa de Investigaciones Geológicas y Minería para una evaluación de peligrosidad a los deslizamientos por el método geomorfológico (Humbert, 1976 y 1977, Antoine, 1977, Delaunay, 1981, Godefroy y Humbert, 1983, Leroi, 1996), por el trabajo realizado en la Oficina de Ingeniería Geotécnica, en Hong Kong (Brand, 1988, Brand et al., 1982, Burnett et al., 1985, Hansen et al., 1995) y por las aplicaciones de técnicas estadísticas multivariantes en áreas del sureste y centro de Italia (Carrara, 1983, Carrara et al., 1991, 1995).

En la actualidad, no hay ningún acuerdo en la utilización de los métodos o en el alcance de la producción de mapas de peligrosidad (Brabb, 1984, Carrara, 1989, Nieto, 1989). Las diferencias se refieren fundamentalmente, al tipo de principios teóricos, al tipo de unidad cartográfica seleccionada, a las técnicas y las herramientas empleadas para el análisis y la evaluación de la peligrosidad.

## 5.1. Principios Básicos

A pesar de los diferentes puntos de vista entre los geomorfólogos y los ingenieros, los métodos se proponen de acuerdo a unos principios o hipótesis fundamentales que son ampliamente aceptadas (Varnes, 1984, Carrara et al., 1991, Hutchison, 1995, Turner y Schuster, 1995) y que se exponen a continuación:

Las fracturas de las laderas muestran características morfológicas, muchas de ellas pueden ser interpretadas, clasificadas y cartografiadas en el campo, o empleando técnicas geoespaciales de teledetección o fotografías aéreas (Varnes, 1978, Hansen, 1984, Hutchinson, 1988, Dikau et al., 1996).

El deslizamiento es controlado por leyes físicas que pueden ser determinadas empíricamente, estadísticamente o de modo determinístico. Los factores de inestabilidad que vienen determinados por las condiciones que causan deslizamientos directamente o indirectamente unido a la fracturas de ladera, son empleados para la construcción de modelos de ocurrencia de deslizamiento (Dietrich et al., 1995).

*El pasado y el presente son las claves para el futuro* (Varnes, 1984, Carrara et al., 1991, Hutchinson, 1995). La ocurrencia de deslizamientos, en espacio y tiempo, puede ser inferida a través de investigaciones heurísticas, mediante análisis estadísticos medioambientales o modelos físicos. Por lo tanto, un territorio puede ser clasificado en función de la peligrosidad predicha de los diferentes modelos empleados.

## 5.2. Cartografía de Movimientos de Ladera

En la realización de la cartografía de zonas inestables, movimientos de laderas o deslizamientos se pueden distinguir diferentes tipos de mapas en función del objetivo a representar (distribución, susceptibilidad, peligrosidad, riesgo...). A continuación se explican los mapas de inventario, de susceptibilidad, de peligrosidad y de riesgos de movimientos de ladera.

### – **Mapas de inventario de movimientos de ladera**

La distribución de zonas inestables y movimientos de ladera de una región dada se expresa en un mapa de inventario, en el que se representa un conjunto de datos de eventos de inestabilidad de vertientes acumulados a lo largo del tiempo en la región. Los mapas a pequeña escala muestran la localización mediante un punto o la delimitación del contorno de la masa, zona de ruptura y el escarpe o escarpes sin distinguir, mientras que los mapas a gran escala permiten la distinción de las zonas de rupturas, o cuencas de emisión, y de los depósitos resultantes, y diferenciar diferentes tipos de movimientos de ladera, además de mostrar otros datos como actividad, desarrollo, velocidad, espesor, etc.) (Spiker y Gore, 2000, 2003).

### – **Mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera**

Los primeros mapas de susceptibilidad del terreno pertenecen a los publicados por el Servicio Geológico de EE.UU., iniciándose a partir de los años 70 (Varnes, 1984, <http://www.usgs.gov>), en ellos se representa la distribución espacial de factores



relacionados con los procesos de inestabilidad en áreas propensas a los movimientos de ladera sin implicación temporal. Éstos son mapas de susceptibilidad que muestran donde se pueden formar nuevos movimientos de ladera, empleando la gama de colores rojo, naranja y amarillo que relaciona zonas inestables a marginalmente inestables y colores fríos como el azul y el verde con zonas más estables (Spiker y Gore, 2000, 2003). La susceptibilidad de los terrenos a generar movimientos de ladera, a veces, es también considerada como una expresión de la peligrosidad relativa (Einstein, 1988)

– **Mapa de peligrosidad por movimientos de ladera (Landslide hazard map)**

Un mapa de peligrosidad por movimientos de ladera indica zonas que muestran la probabilidad anual de ocurrencia de movimientos de ladera en la región cartografiada. Las zonas muestran la probabilidad de que se pueda iniciar un movimiento de ladera en un lugar determinado, además de que masas de tierra procedentes de partes más alejadas y elevadas de la vertiente sean desplazadas a ese lugar (Spiker y Gore, 2000, 2003).

– **Mapa de riesgos de movimientos de ladera**

En este mapa se muestra la expectativa anual de costos derivados de los daños por movimientos de ladera en la región afectada y combina la información probabilística de un mapa de peligrosidad con el análisis de las posibles consecuencias (daños a la propiedad, víctimas y pérdidas de servicios e infraestructuras (Spiker y Gore, 2000). Se basa en los conceptos de elementos en riesgo, vulnerabilidad, riesgo específico y total de Varnes (1984).

### 5.2.1. LA UNIDAD CARTOGRÁFICA

La evaluación de la peligrosidad a los deslizamientos requiere de la selección preliminar de una adecuada unidad cartográfica. La unidad cartográfica se define como un área o una división de terreno que contiene un conjunto de condiciones que difieren de las unidades adyacentes por medio de la definición de unos límites (Hansen, 1984). En la escala del análisis, una unidad cartográfica representa el dominio que maximiza la homogeneidad interna y la heterogeneidad entre unidades. Para la división del paisaje en peligrosidad de deslizamientos y cartografía se han propuestos varios métodos (Meijerink, 1988, Carrara et al., 1995). Se pueden clasificar en los cinco grupos: Celdas Grid, Unidades Terreno, Unidades de condición única (UCU), Unidades Ladera y Unidades Topográficas.

**Celdas Grid:** empleado por los usuarios de Sistemas de Información Geográfica (SIG), se basa en la división del territorio en cuadrados de tamaño predefinido (Carrara, 1983, Bernknopf et al., 1988, Pike, 1988, van Westen, 1993, 1994, Mark y Ellen, 1995). A cada celda-grid se le asigna el valor correspondiente a cada factor (morfológico, geológico, uso de suelo, etc.).

**Unidades terreno:** tradicionalmente utilizado por los geomorfólogos, están basadas en la observación de las interrelaciones medioambientales entre materiales, formas y procesos, los cuales reflejan diferencias geomorfológicas y geológicas. Las unidades terreno son la base de la clasificación de unidades de paisaje (*land-system*) que han sido aplicadas en investigaciones de suelos (Cooke y Doornkamp, 1974, Speight, 1997, Verstappen, 1983, Burnett et al., 1985, Meijerink, 1988, Hansen et al., 1995).

**Unidades de Condición Únicas (UCU):** implica la clasificación de cada factor de inestabilidad de laderas en unas pocas clases las cuales son almacenadas en un mapa o una capa (Bonham-Carter, 1994, Chung et al., 1995). A continuación, se superponen todas las capas, y se obtienen unas zonas o dominios homogéneos (condiciones únicas) cuyo

número, tamaño y naturaleza dependerán del criterio utilizado en la clasificación de los factores de entrada.

**Unidades Ladera:** automáticamente derivadas de los Modelos Digitales del Terreno (MDT) de alta calidad, la división del territorio en regiones hidrológicas a partir de las líneas divisorias de la ladera (Carrara, 1998, Carrara et al., 1991).

**Unidades Topográficas:** es una subdivisión de las unidades de ladera, definidas por las intersecciones de las curvas de nivel y los límites de flujo ortogonales a las mismas (O'Loughlin, 1986).

La selección de la adecuada unidad cartográfica depende de un número de factores: el tipo de deslizamiento, la escala de la investigación, la calidad, resolución, escala y tipo del área afectada y tiempo de recurrencia.

### 5.2.2. ESCALA DE TRABAJO

La escala y la precisión que vamos a tener en nuestro estudio son los primeros parámetros que se definen antes del comienzo de un proyecto. La escala de trabajo viene determinada por los requerimientos del usuario y la aplicación que se le puede dar a la investigación, además de los factores o datos considerados, la unidad del terreno, etc. Cuanto más detallado sea el mapa, mayor número de factores deberán ser estudiados. El factor de escala vendrá en función del tipo de entrada de datos, naturaleza de análisis y salida de datos del proyecto. La precisión depende directamente de la escala elegida.

Para los estudios de susceptibilidad y/o peligrosidad se han establecido estos tipos de escalas de trabajo, según el monográfico de Ingeniería de Cartografía Geológica de la Asociación Internacional de Ingenieros Geólogos (IAEG, 1976):

Escala Nacional: (>1:1.000.000) es utilizada para dar una idea general acerca de los tipos y zonas de peligrosidad afectadas. El nivel de detalle es muy bajo, generalmente se utiliza para el país entero. El grado de peligrosidad asumido es uniforme. Estos tipos de mapas son confeccionados generalmente por agencias de planificación regional (agricultura, urbanismo o infraestructura) o agencias nacionales de evaluación o prevención de desastres naturales.

Escala Regional: (< 1:1.000.000) se utiliza para identificar áreas con problemas de deslizamiento de forma genérica. Son utilizados por organizaciones que trabajan con planificación regional (Luzi, 1995, Rengers et al., 1992). Normalmente, utilizan métodos semicuantitativos como la superposición de mapas y las unidades del terreno se basan en características morfológicas obtenidas de imágenes aéreas o de satélite estereoscópicas a pequeña escala 1:60.000 a 1:50.000 (Rengers et al., 1992).

Escala media: (1:25.000 - 1:50.000) utilizada para la planificación intermunicipal y para estudios ingenieriles locales. Se utilizan métodos analíticos, principalmente estadísticos, modelos digitales del terreno detallados y otros mapas temáticos. Los métodos estadísticos de análisis de susceptibilidad y/o peligrosidad son adecuados para esta escala. La escala de las imágenes aéreas estereoscópicas utilizadas está entorno a 1:15.000 a 1:25.000 (Rengers et al., 1992).

Gran escala: (>1:10.000) en este rango se representan en zonas locales los problemas de inestabilidad existentes, los cuales serán muy útiles a la hora de planificar infraestructuras o edificios (Luzi, 1995). Los métodos de análisis

utilizados están generalmente basados en la estadística multivariante y en modelos numéricos de estabilidad. Esta escala requiere de cartografía de detalle, así como imágenes estereoscópicas de escala 1:5.000 a 1:10.000 (Rengers et al., 1992).

Escala de detalle, generalmente empleada para la evaluación de la susceptibilidad en áreas concretas con dimensiones entorno a varias hectáreas (Luzi, 1995).

### 5.3. El SIG en el Análisis de Susceptibilidad y Peligrosidad de Deslizamientos

En el estudio de susceptibilidad concurren, simultáneamente, muchas variables, es por este motivo que los Sistemas de Información Geográfica (SIG) juegan un papel primordial en estos análisis. Los Sistemas de Información Geográfica constituyen una eficaz herramienta en el proceso de cálculo de la peligrosidad sísmica, al permitir almacenar sistemáticamente información de distinta procedencia y relacionar diferentes capas facilitando distintas formas de cálculo y representación de mapas. Por ello, en este apartado se revisa el estado del arte al respecto, con especial incidencia en aplicaciones relacionadas con riesgos naturales.

#### 5.3.1. DEFINICIÓN

Un SIG (o GIS del inglés, *Geographical Information System*) es definido como un potente conjunto de herramientas para recopilar, almacenar, visualizar, transformar y representar datos espaciales del mundo real para conseguir un determinado fin (Burrough, 1986).

También, es definida como una base de datos computerizada que maneja información espacial (Cebrián y Mark, 1986).

Otra definición del *National Center for Geographic Information and Analysis, 1990, vol.1*, establece: Un Sistema de Información Geográfica es un sistema de hardware, software y procedimientos elaborados para facilitar la obtención, gestión, manipulación, análisis, modelado, representación y salida de datos espacialmente referenciados para resolver problemas complejos de planificación y gestión (NCGIA, 1990).

Una de las definiciones más actuales de un SIG se refiere a un conjunto de mapas en formato digital sobre la misma porción de un territorio con un sistema de referencia común y organizado de manera que posibilite la integración/ interacción de la información contenida en los mismos y la consecución de unos determinados objetivos (Bosque, 1992).

### 5.3.2. DESARROLLO HISTÓRICO

En los últimos años el uso de SIG para la evaluación de la susceptibilidad y/o peligrosidad de deslizamientos se ha visto incrementado a causa del desarrollo de programas como ArcInfo (ESRI), Geomedia, IDRISI y GRASS, así como un rápido acceso para de obtención de datos mediante el uso de GPS y técnicas de teledetección. A partir de un MDT y empleando herramientas SIG es posible obtener diferentes mapas morfológicos característicos de la zona (Moore et al., 1993), los cuales serán utilizados en la posterior evaluación y análisis de la susceptibilidad y/o peligrosidad. De este modo, los atributos del terreno son derivados a partir de un MDT, reduciendo el alto coste de la toma de datos de campo. Asimismo, el SIG permite una rápida combinación y evaluación de los atributos del terreno.

La evaluación de áreas susceptibles a los deslizamientos está basada en una correlación espacial entre el terreno y la ocurrencia de deslizamientos. Los modelos se han aplicado a diferentes disciplinas: hidrología, suelo, biología, climatología y riesgos naturales. Para la estimación de la susceptibilidad de deslizamientos se considera los registros históricos, la geología local, litología (comportamiento físico y químico de rocas y suelos), estructura, geomorfología (pendientes), condiciones hidrológicas (nivel del agua subterránea), vegetación (forma y tipo de cubierta vegetal) y clima (precipitación y temperatura) de la región. Además, los SIG se han empleado en la línea de investigación de deslizamientos de ladera, donde han tenido una buena aplicabilidad en el evaluación de la susceptibilidad, la peligrosidad y/o el riesgo de deslizamientos y en la posterior representación cartográfica. Por este motivo, los SIG han incrementado enormemente el desarrollo de las técnicas de evaluación de susceptibilidad a deslizamientos y su aplicación (van Westen, 1994).

Las primeras aplicaciones de SIG en la zonificación de peligrosidad y/o susceptibilidad a deslizamientos datan de los años 70 (Newman et al., 1978, Carrara et al., 1978, Huma y Radulescu, 1978 y Radbruch-Hall et al, 1979). En estas primeras aplicaciones se utilizaba el análisis cualitativo, combinando factores y el estadístico multivariante. Durante los años 80, el incremento del uso de ordenadores personales y el desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), se convierten en una de las tecnologías más utilizadas para el cálculo y gestión de riesgos naturales incluyendo los deslizamientos. Algunos ejemplos de análisis cualitativo en el que se emplea el SIG son, Stakenborg (1986), Brabb (1984) y Brabb et al. (1989), y de análisis estadístico multivariante en Carrara (1983, 1988) y Bernknopf et al. (1988). Asimismo, existen ejemplos SIG que se centra en análisis de peligrosidad de deslizamientos inducidos por terremotos (Luzi et al. 2000, Miles y Ho, 1999, Miles y Keefer, 1999, Refice y Capolongo, 2002).

En los años 90, se produce un mayor desarrollo de las capacidades de los SIG, por lo que se incrementan las aplicaciones sobre el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos (Carrara et al. 1990, 1991, Chacón et al., 1992). En 1993, van Westen publicó trabajos sobre la aplicación de un SIG en la zonificación de inestabilidad de laderas.

Al principio, la mayoría de las aplicaciones de los mapas de susceptibilidad con SIG utilizaban las técnicas basadas en la superposición de mapas, que permitía comparar cada valor de un mapa en la misma posición espacial (o píxel). Posteriormente, las operaciones de vecindad, que tienen en cuenta las relaciones espaciales de cada celda con su entorno, han permitido extraer características morfométricas e hidrológicas (pendiente, orientación, convexidad, líneas de valles y divisorias de aguas, área de cuenca, orden de la red de drenaje, etc.) a partir de un MDT. Estas características pueden utilizarse como parámetros para realizar diversos análisis, combinando los factores con los deslizamientos (Carrara et al., 1991, 1995, Niemann y Howes, 1991, Dhakal et al., 2000, Feiznia, 2000, Zêzere et al.,

2000 y 2002, *Thurston y Degg, 2000, Dai y Lee, 2002, Santacana et al., 2003, Van Den Eeckhaut et al., 2006*).

En España, la aplicación del SIG a la evaluación de la susceptibilidad del terreno a los movimientos de laderas se inició en la Universidad de Granada (*Chacón et al., 1992, 1993a y b, 1994, Irigaray, 1995*). También, la Universidad de Cataluña ha modelizado la susceptibilidad de la rotura de laderas mediante técnicas multivariantes (*Baeza, 1994, Baeza y Corominas, 1996, 2001*).

### 5.3.3. VENTAJAS E INCONVENIENTES

Las principales ventajas del uso de SIG para la evaluación de la susceptibilidad/peligrosidad a los deslizamientos (*Van Westen, 1993*) son:

- La alta velocidad de cálculo de un SIG en el que se pueden aplicar técnicas complejas que requieren de un gran número de combinaciones de mapas y tablas.
- La mejora de modelos a partir del análisis de sus resultados y de ajustes de variables de entrada.
- La rapidez en la entrada de nuevos datos y actualización de los mismos.
- Posibilidad de programación en gran variedad de técnicas de análisis.

Algunos de los inconvenientes en el análisis de la susceptibilidad (*Van Westen, 1993*) son el tiempo y el esfuerzo en la introducción de datos en el SIG, siendo bastante grande, en el caso que incorporemos los datos mediante digitalización. Además, podemos cometer errores en el análisis de datos, si no disponemos de buena calidad y procesado de los mismos. Asimismo, a menudo, no es posible aplicar diferentes técnicas de análisis debido a la incertidumbre o falta de algunos datos.

## 6. CLASIFICACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS

Las metodologías de evaluación de la susceptibilidad y/o peligrosidad a los deslizamientos pueden ser divididas en métodos directos o indirectos. La representación directa es el método geomorfológico, basado en la experiencia y el conocimiento de las condiciones terreno para determinar el grado de susceptibilidad directamente. Los métodos indirectos utilizan modelos estadísticos o determinísticos para predecir áreas propensas a los deslizamientos, basadas en la información obtenida de la interrelación entre los diferentes factores condicionantes a los deslizamientos y la distribución de deslizamientos (*van Westen, 2000 y 2004*).

En función del procedimiento utilizado en la evaluación y confección de mapas de peligrosidad o susceptibilidad del terreno a los deslizamientos de laderas, se distinguen cinco metodologías: geomorfológica, semi-cuantitativa, determinística, probabilística y alternativa.

- ❖ **Metodología Geomorfológica** se basa en la determinación de condiciones de inestabilidad de ladera mediante técnicas geomorfológicas y cartográficas. La validez y el detalle del análisis de los mapas resultantes son su principal ventaja, siempre que esté realizado por un buen experto. El grado de subjetividad es muy alto y depende directamente de la experiencia del experto.
- ❖ **Metodología Determinística** se utiliza para el estudio de la estabilidad de una ladera o talud concreto. Estos métodos están basados en el equilibrio límite o en modelos numéricos. Los datos de entrada son parámetros geotécnicos derivados de ensayos de laboratorio con el fin de calcular el factor de seguridad de la ladera. El grado de fiabilidad de estos métodos es alto en el caso en que los datos utilizados sean los adecuados. Sin embargo, su principal inconveniente es la baja idoneidad para zonificaciones rápidas y áreas extensas (*van Westen, 1993*).
- ❖ **Metodología Semi-Cuantitativa (o heurística)** se basa en el conocimiento a priori de los factores que producen la inestabilidad de laderas en una determinada área. Los factores se ordenan y ponderan según el valor asumido o esperado en la formación de deslizamientos (*Carrara et al, 1995*). El principal inconveniente consiste en que en la mayoría de los casos, el conocimiento existente entre los factores condicionantes a la inestabilidad y a los deslizamientos es inadecuado y subjetivo, dependiendo directamente de la experiencia del experto. Ejemplos de metodologías semi-cuantitativas son el método AHP, el índice estadístico, el método de *Mora-Varhson* y el de *Rodríguez, 2001*.

- ❖ **Metodología Probabilística o estadística** se basa en las relaciones observadas entre cada factor y la distribución del deslizamiento actual y pasada (*Carrara et al., 1995*). Podemos utilizarla cuando disponemos de abundante información, tanto cualitativa como cuantitativa, aplicando los modelos estadísticos que pueden ser bivariantes o multivariantes. Estos métodos se caracterizan por su objetividad. La potencia del método estadístico depende directamente de la calidad y cantidad de los datos adquiridos, siendo en ocasiones el principal inconveniente el coste de adquisición de algunos factores.
- ❖ **Metodologías alternativas** se pueden considerar otras metodologías para la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos de laderas como las redes neuronales, *fuzzy* o algoritmos genéticos.

En la *figura 6.1* se presenta un diagrama con las metodologías más empleadas para la evaluación de la peligrosidad y susceptibilidad de deslizamientos de laderas, que abarca desde la metodología determinista, semi-cuantitativa, estadística, que se subdivide a su vez en dos grupos, bivalente y multivalente, redes neuronales y *fuzzy*. Éstas son desarrolladas más ampliamente en el *capítulo 7*.

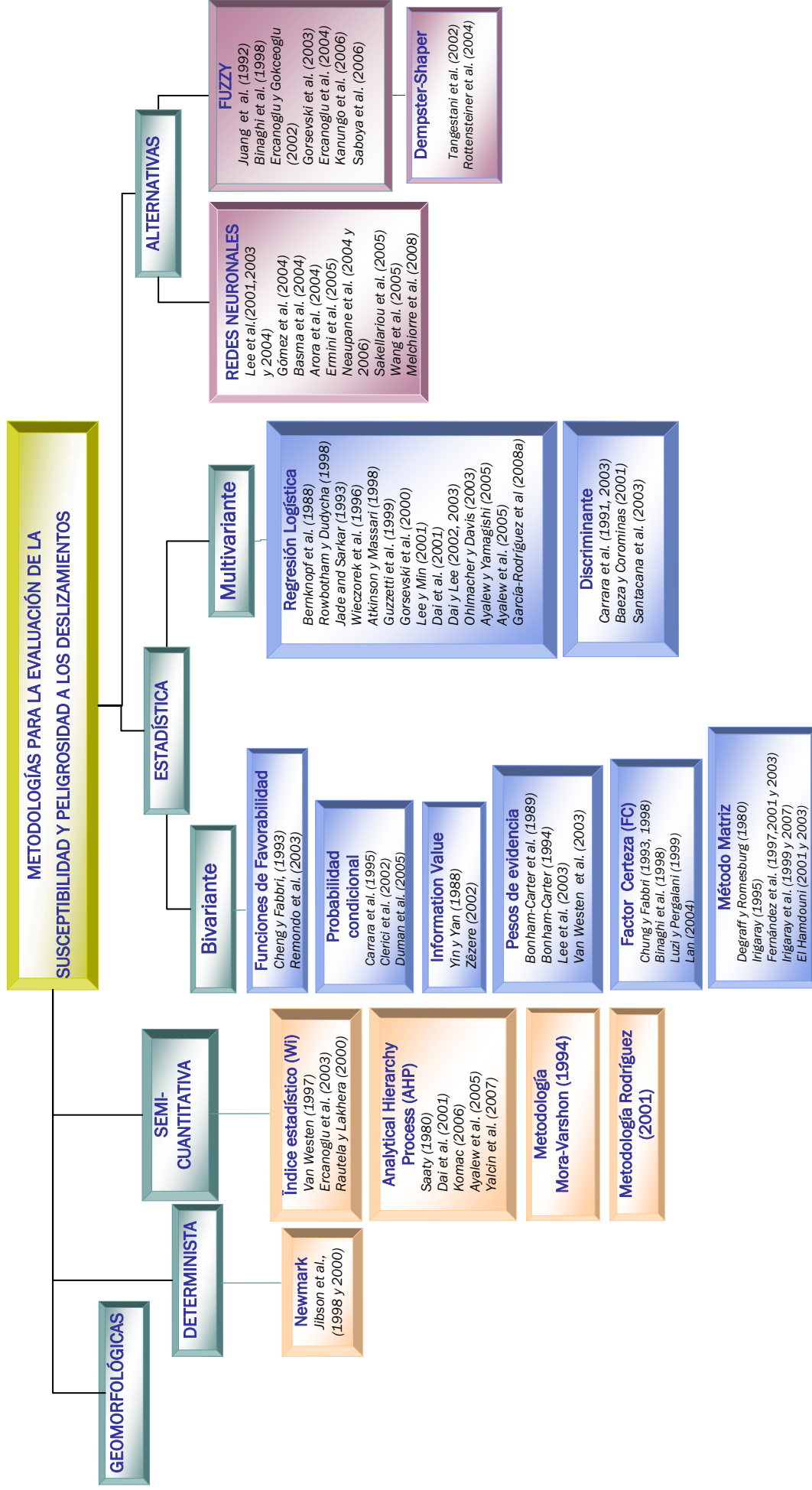


Figura 6.1. Diagrama con las metodologías más empleadas para la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos de laderas.





## 7. DESARROLLO DE METODOLOGÍAS

### 7.1. Metodologías Geomorfológicas

Los métodos geomorfológicos son métodos directos que se basan en la cartografía geomorfológica, en ella se identifican y localizan los deslizamientos y procesos asociados directamente en el campo. Tras las observaciones, el experto extrae unos criterios para la determinación de zonas potencialmente inestables para confeccionar el mapa de susceptibilidad y/o peligrosidad. Para la elaboración de estos mapas es fundamental el conocimiento de la morfología y tipología de movimientos (*Hansen, 1984, Hansen y Frank, 1991*).

Dentro de los métodos geomorfológicos se pueden encontrar la siguiente clasificación:

- Análisis de la densidad de los deslizamientos
- Análisis de la actividad de los deslizamientos
- Análisis de la susceptibilidad geomorfológica a los deslizamientos
- Análisis de las unidades del paisaje (*land system*)

#### 7.1.1. ANÁLISIS DE LA DENSIDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS

Son una variante del mapa de distribución de deslizamientos. Se evalúan las densidades de los deslizamientos a partir de la cuantificación de los movimientos dentro de un círculo que se desplaza a intervalos fijos, que son puntos de una malla definida sobre la cartografía. Posteriormente, las densidades resultantes son interpoladas y representadas como *isolíneas de deslizamientos*. A diferencia de otros métodos, éste no investiga las relaciones entre deslizamientos y factores causantes de los mismos. Según *Campbell (1973)*, es un método nominalmente objetivo basado en un método estadístico anteriormente publicado (*Schmid y MacCannel, 1955*) y empleado en trabajos de años posteriores (*DeGraff y Canutti, 1988*). En los últimos años, dado el avance tecnológico de los ordenadores y de los SIG, se utiliza en mapas de incidencia espacial (*Bulut et al., 2000*) y en mapas de incidencia espacial y temporal (*Valadão et al., 2002*). En este trabajo se ha desarrollado un mapa de densidad de movimientos realizado a partir de un SIG en la Isla San Miguel de las Azores (Portugal) basado en fotografías aéreas, trabajos de terreno y criterios morfológicos para la identificación de los movimientos de ladera (*figura 7.1*).

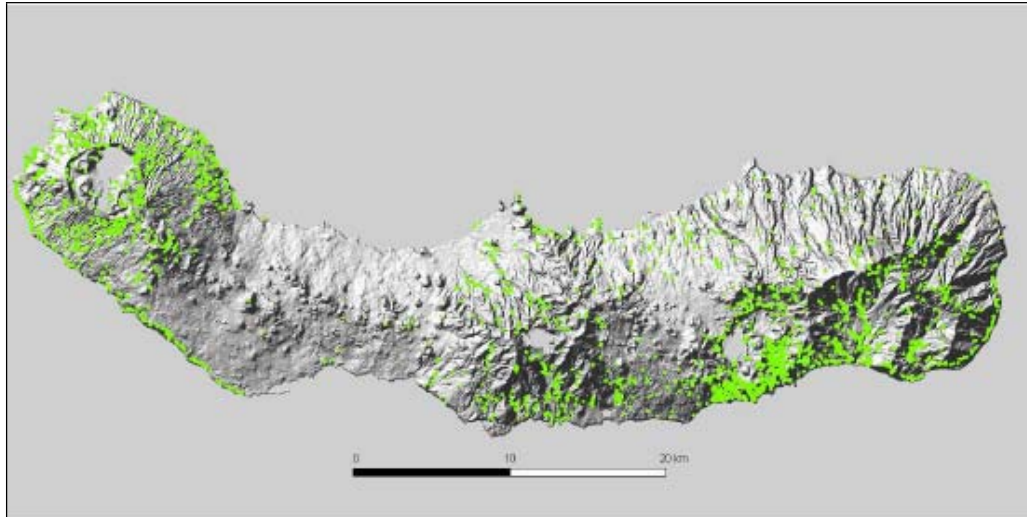


Figura 7.1. Ejemplo de mapa de densidad de deslizamientos de la de Isla San Miguel, Archipiélago de Azores. Cada punto verde representa un deslizamiento (Valadão et al., 2002)

### 7.1.2. ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS

Este análisis se basa en la interpretación multitemporal de fotografías aéreas (Canutti et al., 2000 y 2004) para obtener un mapa de actividad de deslizamientos. Se estudian las primeras roturas y reactivaciones de un mismo deslizamiento a lo largo de un periodo de tiempo, obteniendo una serie de datos útiles para la estimación del periodo de recurrencia de la actividad del deslizamiento en cuestión.

### 7.1.3. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD GEOMORFOLÓGICA

Se basa en la cartografía de deslizamientos y de procesos geomorfológicos asociados. La elaboración del mapa de susceptibilidad combinado está basado en la cartografía de “testigos silenciosos” (Kienholz, 1977). El grado de susceptibilidad se evalúa en cada lugar del terreno en relación a unos criterios de expertos. Es un método subjetivo, cuyos resultados no pueden ser reproducidos por otro autor. Algunos ejemplos de análisis geomorfológicos son Brunsden et al. (1975), Kienholz (1977, 1978), Malgot y Mahr (1979), y Petley y Murphy (2000).

### 7.1.4. ANÁLISIS DE LAS UNIDADES DE PAISAJE O LAND SYSTEM

Según van Westen (1993), es un método de reconocimiento rápido en la evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos sobre grandes áreas, generalmente a escala regional. Este método se basa en asumir que el paisaje se puede dividir en áreas con una combinación de geología, formas del terreno, suelos, vegetación y procesos asociados. Se evalúa la distribución de deslizamientos para cada forma de terreno. De este modo, se cartografían las formas del terreno que son asociadas a unidades del terreno.

## 7.2. Metodologías Deterministas. Método de Newmark

Estas metodologías se utilizan en análisis mecánicos y en modelos de estabilidad con base física para determinar el factor de seguridad de una ladera concreta. Son métodos muy fiables y precisos cuando disponemos de datos sobre los parámetros geotécnicos del material que caracterizan la resistencia de la ladera. Existe un amplio número de métodos determinísticos disponibles para realizar análisis de estabilidad, desde análisis de talud infinito, siendo los más simples, hasta modelos complejos tridimensionales (Graham, 1984). El método más utilizado es aplicado a deslizamientos translacionales utilizando el modelo de talud infinito (Ward et al., 1982, Brass et al., 1989, Murphy y Vita Finzi, 1991, Fernández-Merodo et al., 2004).

Los métodos de talud infinito son muy apropiados para evaluar la inestabilidad en áreas locales, formados por una única ladera, aunque también se pueden emplear para grandes áreas con el fin de discriminar zonas con parámetros de seguridad significativamente distintos (van Westen, 1993, van Westen y Terlien, 1996, Luzi y Pergalani, 1996, Leroi, 1996). El análisis de estabilidad se puede llevar a cabo en distintas condiciones: estáticas, donde no existen fuerzas dinámicas externas; pseudoestáticas, evaluando la entidad de la mínima fuerza dinámica externa que podría desencadenar el deslizamiento y dinámicas, donde existe una fuerza dinámica externa, ej. un terremoto.

Uno de los métodos deterministas más empleados es el denominado *Método de Newmark*, que se basa en un método probabilístico en el se realizan mapas de peligrosidad a deslizamientos provocados por terremotos (Jibson et al., 1998 y 2000, Miles y Ho, 1999). Este método se puede desarrollar en un SIG, para lo cual, primeramente se calcula el factor de seguridad en cada celda con la ecuación del talud infinito, a partir del conocimiento del pendiente de la ladera y de valores geotécnicos representativos para cada unidad geológica. A continuación, se estima la aceleración crítica, es decir el nivel del movimiento que recibe el suelo ante una fuerza dinámica externa y posteriormente, se calcula el desplazamiento de *Newmark*, donde se evalúa cuanto excede la aceleración del suelo de la aceleración crítica.

### 7.2.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Esta metodología determinista se basa en los métodos de *Newmark* (1965), *Jibson* (1993) y *Jibson et al.* (1998 y 2000). El análisis de *Newmark* se ha calibrado y comparado en los casos de fallas en taludes naturales inducidas por sismos, demostrando su validez en la predicción de desplazamientos de un deslizamiento durante un movimiento sísmico. Además, se utiliza en diseños de terraplenes antrópicos.

La estabilidad de las laderas está condicionada por la acción simultánea de una serie de factores. Desde el punto de vista físico, los deslizamientos se producen como consecuencia de los desequilibrios existentes entre las fuerzas que actúan sobre un volumen de terreno. El análisis se inicia primeramente con una evaluación estática de la estabilidad del talud en condiciones asísmicas. En la *figura 7.2* se describe un hipotético deslizamiento de un típico bloque deslizante. Dos fuerzas actúan en el centro de la masa de este potencial deslizamiento, una fuerza gravitacional  $L$ , a la que se opone una fuerza  $R$ , que es la resistencia del talud. La máxima resistencia  $R_{max}$ , está en función de la

resistencia del suelo del talud y puede expresarse como la integral del esfuerzo cortante por el área de la superficie deslizante.

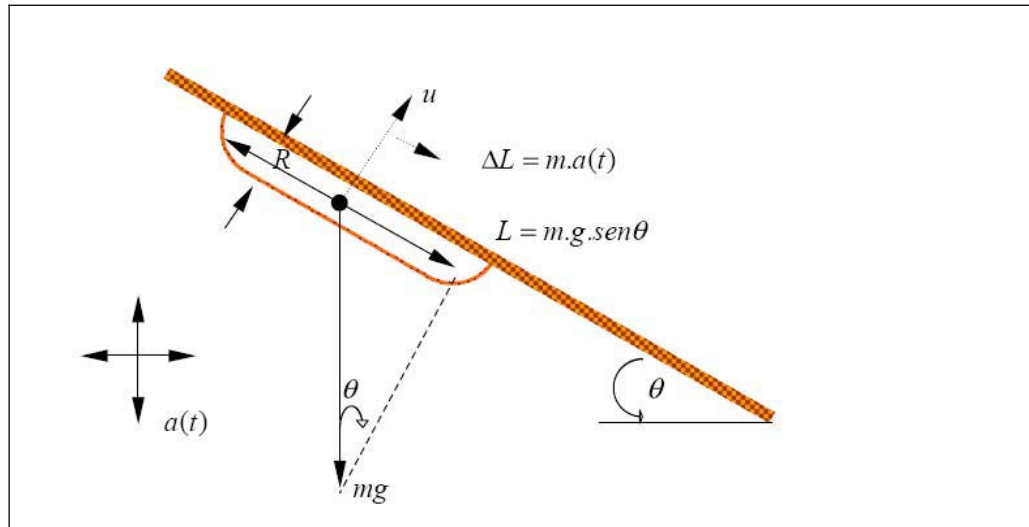


Figura 7.2. Modelo de un deslizamiento potencial con pendiente constante mostrando la interacción de la carga gravitacional ( $L$ ), la fuerza resistente ( $R$ ) y la aceleración sísmica del lugar ( $a(t)$ ). La pendiente tiene una inclinación  $\theta$ , el bloque deslizante tiene un espesor ( $h$ ). El deslizamiento potencial tiene una masa igual a ( $m$ ) y ( $g$ ) es la aceleración debida a la gravedad (Fuente: Coral Moncayo, 2002).

### 7.2.1.1. Factor de Seguridad ( $F_s$ )

En general, se puede expresar la estabilidad estática del talud por el factor de seguridad,  $F_s$ , definido como la relación entre la máxima resistencia del material del talud  $R_{\max}$  y la carga  $L$ .

$$F_s = \frac{R_{\max}}{L} \quad \text{ec. 7.1}$$

Si  $L < R_{\max}$ , el talud se encuentra en equilibrio o estable; si  $L > R_{\max}$ , el talud se encuentra fuera de equilibrio o inestable, por lo tanto, el desplazamiento puede ocurrir. Si  $L = R_{\max}$ , el talud se encuentra en un estado crítico, en el cual un pequeño incremento en  $L$  o decremento de  $R$  hace que el talud esté sometido a un desplazamiento permanente.

Según Jibson (1993) el factor de seguridad se calcula mediante la expresión:

$$F_s = \frac{c'}{\gamma \cdot \text{sen}\theta} + \frac{\tan \phi'}{\tan \theta} - \frac{m\gamma_w \tan \phi'}{\gamma \tan \theta} \quad \text{ec.7.2}$$

donde:

$\phi'$  es el ángulo de fricción efectivo

$\theta$  es el ángulo del talud

$c'$  es la cohesión efectiva

$\gamma$  es el peso unitario del material del talud

$\gamma_w$  es el peso unitario del agua

$t$  es el espesor normal a la superficie de falla plana

$m$  es la proporción de la superficie de falla plana que está saturada

En la ecuación 7.2, el primer término corresponde al componente de cohesión, el segundo al componente friccionante y el tercer término es una reducción del esfuerzo debido a la presión de poros. En las condiciones de calibración del modelo realizada por Jibson (1998), la presión de poros no se incluye porque durante un sismo, el comportamiento de los materiales del talud es no drenado, ya que el exceso de presión de poros inducido por la deformación dinámica de la columna de suelo no puede disiparse por la corta duración del movimiento.

#### 7.2.1.2. Aceleración crítica ( $A_c$ )

Si se considera una condición dinámica en este análisis, que en este caso es una acción sísmica, se debe considerar el cálculo de la aceleración crítica. Ante la ocurrencia de un sismo las ondas pasan a través del talud, generan un campo de aceleraciones  $a(t)$ , que impone una fuerza adicional sobre la masa  $m$  del deslizamiento potencial. Durante el tiempo del movimiento, se induce una fuerza cambiante lo que conlleva a un incremento esporádico de la carga en el sentido paralelo a la dirección del talud. Si esta fuerza sísmica es grande, la carga total sería  $L + m \cdot a(t)$ , pudiendo exceder de la máxima resistencia, lo que conduciría a que el talud pudiera sufrir un desplazamiento. Este nivel de movimiento del suelo viene expresado en términos de una aceleración crítica  $A_c$ , definida por la aceleración sísmica que multiplicada por la masa, es igual a la diferencia entre la máxima resistencia y la carga gravitacional. La aceleración crítica se puede obtener en función del factor de seguridad mediante la siguiente expresión:

$$A_c = (F_s - 1)g \cdot \text{sen}\theta \quad \text{ec. 7.3}$$

donde  $g$  es la aceleración debida a la gravedad y  $\theta$  es el ángulo de empuje medido desde la horizontal hasta el centro de gravedad del movimiento del primer bloque del deslizamiento potencial.

La aceleración crítica es por tanto, la mínima aceleración del suelo requerida para superar la máxima resistencia del talud deslizante  $F_s = 1$ . Así, para que se produzca un deslizamiento en una pendiente particular, la aceleración del suelo debe exceder la aceleración crítica  $A_c$ , para un intervalo de tiempo finito. De aquí en adelante se usará la aceleración crítica como una medida numérica de la estabilidad del talud y por tanto de la susceptibilidad a que se produzca un deslizamiento inducido por un sismo.

### 7.2.1.3. Desplazamiento de Newmark (Nb)

Como se ha visto la aceleración crítica se define como aquella para la cual se llega al estado crítico de inestabilidad, o sea un factor de seguridad al deslizamiento  $F_s = 1$  en un análisis pseudoestático. El análisis de *Newmark* calcula el desplazamiento de un deslizamiento, que viene representado por un bloque rígido, bajo la acción de un movimiento sísmico. El desplazamiento  $u$ , se puede calcular mediante la aceleración crítica  $A_c$ , que se ha calculado en la ec. 7.3 o mediante un sismograma de un movimiento fuerte, donde se registra la aceleración del suelo en función del tiempo  $a(t)$ . Si la  $a(t) < A_c$ , el bloque deslizante es estacionario relativo a la pendiente. Sin embargo, cuando la amplitud del movimiento se ve superada por la aceleración crítica, el bloque se ve afectado por el desplazamiento inducido por la señal sísmica que supera la aceleración crítica. Así pues, se denomina *Desplazamiento de Newmark*  $D_n$ , a la doble integración de la parte del acelerograma que supera el límite de la aceleración crítica (figura 7.3), con este cálculo se cuantifica el exceso de energía acumulada respecto a la condición de equilibrio.

El criterio de rotura o inicio del movimiento se establece con un límite de  $D_n$ , como acumulación de la masa máxima hasta el punto que se pierde la condición de equilibrio en reposo. El valor crítico de desplazamiento puede variar extensamente, dependiendo del mecanismo de falla del talud (caída de roca, hundimiento, deslizamiento de bloque, etc.), la litología, la geometría del talud y la historia previa del movimiento del talud.

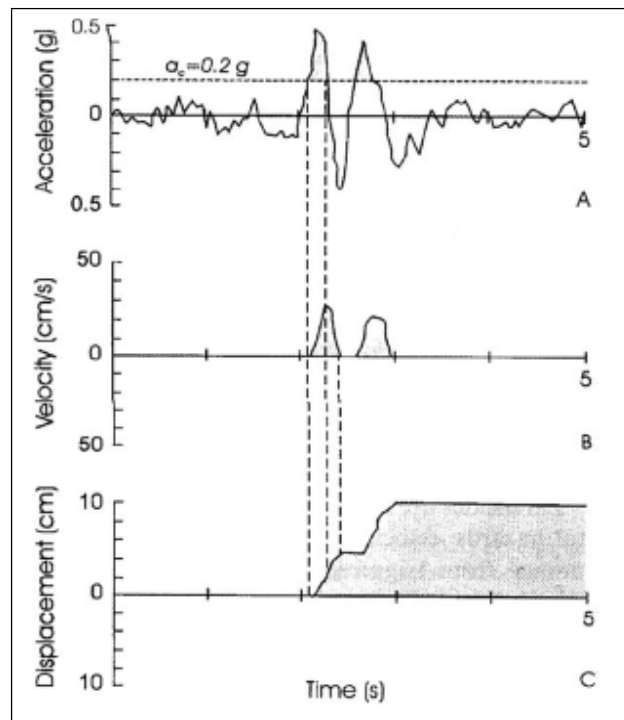


Figura 7.3. Cálculo del algoritmo de desplazamiento de Newmark para un deslizamiento (adaptación según Wilson y Keefer, 1983). (A) Historia temporal de aceleración del terremoto junto a la aceleración crítica (línea discontinua horizontal) de 0.20g. (B) Velocidad del deslizamiento en función del tiempo. (C) Desplazamiento de la masa deslizada en función del tiempo.

Para cuantificar este parámetro para una aplicación regional, se puede asignar un valor de 10 cm como desplazamiento crítico de deslizamientos coherentes<sup>4</sup>. Sin embargo, las caídas de roca y otros desprendimientos, involucran un componente significativo de falla tensional, un mecanismo más frágil, por lo cual el desplazamiento crítico suele ser más bajo, y se asume un desplazamiento crítico de 2 cm para deslizamientos por desprendimientos.

Normalmente, se emplean modelos simplificados para la estimación de los desplazamientos de Newmark (*Jibson, 1993, Jibson et al., 1998 y 2000*), siendo uno de los más populares el modelo simplificado de *Jibson (1993)*. Esta relación está basada en la *Intensidad de Arias (IA)*, que es más adecuada para caracterizar los efectos del daño del movimiento que la aceleración pico (*PGA*).

La *Intensidad de Arias (IA)* es una medida de la capacidad de daño basada en la energía (por unidad de peso) del movimiento del suelo, disipada por una población de estructuras (sistemas lineales de un grado de libertad) cuyas frecuencias propias están uniformemente distribuidas en todo el rango de frecuencias (*Arias, 1970*). Por tanto, representa la energía total contenida en el acelerograma. La ecuación de la regresión fue calibrada por doble integración, usando 11 historias temporales de aceleración, con Intensidades de Arias menores que 10 m/s en un rango de valores de aceleración crítica (0.02-0.40 g). La relación fue posteriormente actualizada empleando 555 registros de 13 terremotos (*Jibson et al., 1998*). La relación es la siguiente:

$$\log D_n = 1.521 * \log I_a - 1.993 \log A_c - 1.546 \quad \text{ec. 7.4}$$

La *Intensidad media de Arias* esperada puede ser estimada empleando la relación de *Wilson (1993)*.

$$\log I_a = M - 2 \log \sqrt{R^2 + h^2} - 4.1 \quad \text{ec. 7.5}$$

donde,  $M$  es la magnitud momento,  $R$  es la distancia horizontal a la proyección vertical de la superficie de la falla de ruptura (en km), y  $h$  es un factor corrector de profundidad (en km).

A modo de ejemplo, se muestra los resultados del trabajo de *Jibson et al., 2000*, que utilizan esta metodología para la estimación del desplazamiento de Newmark (*figura 7.4*), y posterior cálculo de la probabilidad de deslizamiento.

---

<sup>4</sup> Coherentes o cohesivos: deslizamientos que se caracterizan por un desplazamiento de la masa en la que se mantiene su estructura original.



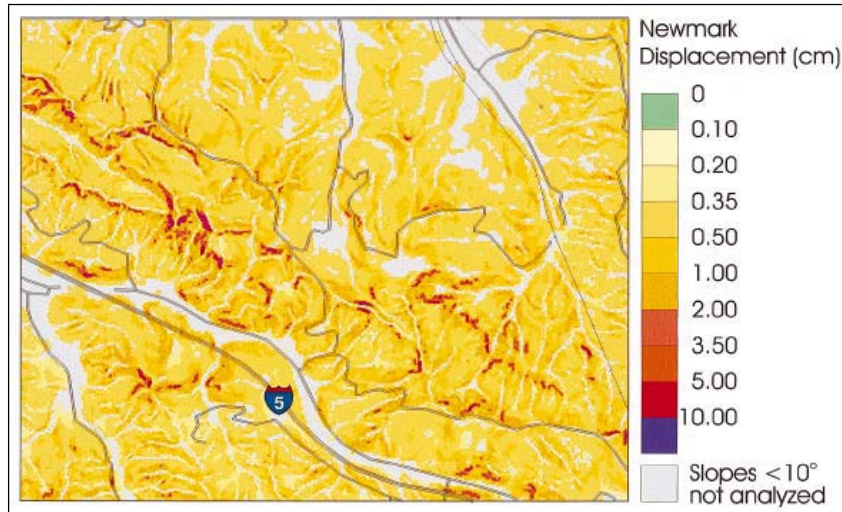


Figura 7.4. Mapa de desplazamientos de Newmark estimado para la región de Oat Mountain al norte del Valle de San Fernando cerca de Los Angeles, California (Jibson et al., 2000).

#### 7.2.1.4. Estimación de la probabilidad de deslizamiento

Los valores obtenidos para el desplazamiento de Newmark pueden asociarse a un porcentaje de superficie deslizada aplicando la curva de probabilidad de deslizamiento (figura 7.5), propuesta por Jibson et al., 1998, obteniendo a partir de una regresión multivariable ajustada con datos de deslizamientos observados durante el terremoto de Northridge de 1994, la siguiente ecuación:

$$P(f) = 0.274 \left[ 1 - \exp(-0.052 D_n^{1.663}) \right] \quad \text{ec.7.6}$$

donde  $P(f)$  es la proporción de celdas unitarias del deslizamiento.

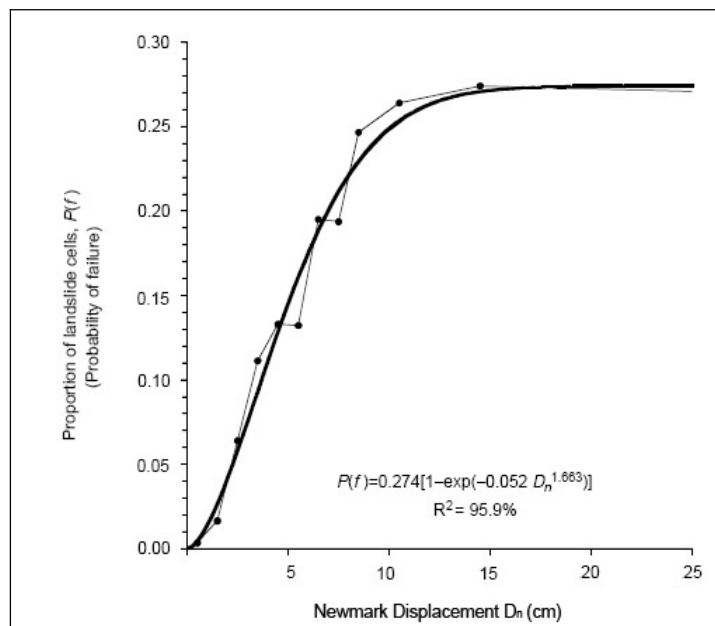


Figura 7.5. Curva de probabilidad de deslizamiento en función de desplazamiento de Newmark (Jibson et al., 1998).

Esta expresión puede ser usada con diferentes condiciones de movimiento del suelo para predecir la probabilidad de ocurrencia a deslizamientos en función de la cuantificación de los desplazamientos de *Newmark*.

### 7.3. Semi-Cuantitativas

Las metodologías semi-cuantitativas o heurísticas, se basan en el conocimiento a priori de los factores que producen la inestabilidad de laderas en una área determinada. Los factores se ordenan y ponderan en función de la influencia esperada de éstos en la generación de deslizamientos (*Brabb et al., 1972, Nilsen et al., 1979, Anbalagan, 1992, Carrara et al., 1995*). El análisis semi-cuantitativo está basado en la combinación de diferentes mapas de factores para la obtención del mapa final de zonificación de inestabilidad. Los resultados se pueden extrapolar a zonas sin deslizamientos con una combinación similar de los factores condicionantes a la inestabilidad de laderas

El principal inconveniente de esta metodología consiste en que en la mayoría de los casos, el conocimiento disponible entre los factores que pueden causar inestabilidad y los deslizamientos es inadecuado y subjetivo, ya que a menudo no se conoce suficientemente bien la influencia de los factores en la estabilidad del terreno, lo que depende directamente de la experiencia del experto. Este método se aplica a estudios de escala regional y son adecuados para análisis de campo por expertos (*Carrara et al., 1995*). Sin embargo, este tipo de análisis introduce un alto grado de subjetividad que impide comparar los trabajos realizados por diferentes autores. *Anbalagan (1992)* desarrolló un método semi-cuantitativo basado en la contribución de factores a la inestabilidad de laderas como la pendiente, el relieve relativo, el uso del suelo, la textura del suelo, la profundidad de suelo y el rango de infiltración. Otros ejemplos de métodos heurísticos o semi-cuantitativos pueden ser encontrados en los trabajos de: *Crozier (1986)* y *Barredo et al. (2000)*.

Dentro de los métodos semi-cuantitativos se distinguen los siguientes métodos: el índice estadístico de deslizamiento, método de las jerarquías analíticas (AHP), método de *Mora y Varhrson (1994)*, y el método de *Rodríguez (2001)*.

#### 7.3.1. ÍNDICE ESTADÍSTICO DE DESLIZAMIENTO

El método del índice estadístico de deslizamiento (*Statistical Index, wi*), calcula un peso o factor de ponderación para cada determinada clase de un factor condicionante o parámetro (*van Westen et al., 1993* y *van Westen, 1994*), como por ejemplo para una cierta unidad litológica o clase de pendiente. Se define como el logaritmo neperiano de la densidad de deslizamiento de la clase dividida por la densidad de deslizamiento de toda el área de estudio.

Este método está basado en la siguiente fórmula:

$$\ln W_i = \ln \left( \frac{Densclase}{Densarea} \right) = \ln \left( \frac{\frac{Npix(Si)}{Npix(Ni)}}{\frac{\sum Npix(Si)}{\sum Npix(Ni)}} \right)$$

ec.7.7

donde,

$W_i$ : es la ponderación o el peso de una cierta clase de un factor (p. ej. un tipo de roca o una clase de pendiente)

$Dens_{clase}$ : es la densidad de deslizamiento dentro de la clase de un factor.

$Dens_{area}$ : es la densidad de todo el área de estudio.

$N_{pix}(S_i)$ : es el número de píxeles que contienen deslizamientos dentro de una cierta clase de un factor..

$N_{pix}(N_i)$ : es el número total de píxeles dentro de una cierta clase

### 7.3.2. MÉTODO DEL PROCESO DE ANÁLISIS JERÁRQUICO (ANALYTICAL HIERARCHY PROCESS, AHP)

El proceso de análisis jerárquico (AHP) fue desarrollado por Saaty, 1980. Está diseñado para resolver problemas de criterios múltiples. El AHP realiza una jerarquización con prioridades que muestran la preferencia global para cada una de las alternativas de decisión. Tratando directamente con pares ordenados de prioridades de importancia, preferencia o probabilidad de pares de elementos en función de un atributo o criterio común representado en la jerarquía de decisión (Saaty, 1980).

El AHP propone la asignación de un vector de pesos  $w = [w_1, w_2, \dots, w_n]$  a los criterios de un cierto problema de decisión multicriterio. Para ello parte de comparar cada criterio  $i$  con cada criterio  $j$ , obteniendo unos valores  $a_{ij}$  que es posible agrupar en una matriz cuadrada de orden  $n$ , la llamada *matriz de comparaciones por pares*,  $A = [a_{ij}]$ . La razón de comparar de dos en dos los criterios, es porque para el experto es más fácil compararlos todos a la vez. En los trabajos de Saaty (1980 y 1994), Saaty y Vargas (2001) ensayan cierto número de escalas de medida y exponen la siguiente escala de medida para la estimación de los coeficientes  $a_{ij}$  (tabla 7.1).

Tabla 7.1. Escala de comparaciones (Saaty, 1990)

1	Igual importancia
3	Ligeramente más importante
5	Notablemente más importante
7	Demostablemente más importante
9	Absolutamente más importante
2, 4, 6, 8	Valores intermedios

El AHP se basa en los siguientes principios:

- Condición de juicios recíprocos. Si  $A$  es una matriz de comparaciones pareadas se cumple  $a_{ij} = 1/a_{ji}$ .
- Condición de homogeneidad de los elementos. Los elementos que se comparan son del mismo orden de magnitud o jerarquía.
- Condición de estructura jerárquica o estructura dependiente. Existe dependencia jerárquica en los elementos de dos niveles consecutivos.
- Condición de expectativas de orden de rango. Las expectativas deben estar representadas en la estructura en términos de criterios y alternativas.

Algunos de los aspectos que justifican el uso de esta escala, son su rango de valores de posibilidades (1 a 9), y que las valoraciones sean números enteros, con incrementos unitarios de una valoración a otra. El valor 1 es el valor de equivalencia, que significa que

cualquier criterio es igualmente importante que sí mismo, y por lo tanto los coeficientes  $a_{ij}$  de la matriz A (su diagonal principal), tendrán siempre valor 1. Además, como siempre  $a_{ji}=1/a_{ij}$ , el experto solo necesita evaluar la parte superior de la matriz triangular A.

El método AHP tiene sólidos fundamentos teóricos, el cual está basado en la teoría de grafos. Una ventaja de utilizar este método es debido a que éste detecta y acepta, dentro de ciertos límites la incoherencia de las decisiones humanas, y además permite emplear de forma natural una jerarquización de los criterios. El método AHP permite la consideración de factores objetivos y subjetivos en la selección de la mejor alternativa.

El AHP es uno de los métodos de decisión multicriterio más empleados, siendo aplicado a multitud y diversas áreas. La popularidad del método AHP se debe fundamentalmente a su simplicidad, flexibilidad, fácil uso e interpretación, en el análisis de decisiones de problemas complejos. El proceso analítico jerárquico (AHP) consiste en descomponer una situación compleja, no estructurada, en sus partes o elementos constituyentes y ordenar estos elementos de una forma jerárquica, para poder asignarles a continuación unos valores numéricos a los mismos, a través de la escala de valores propuesta por Saaty (tabla 7.1), dependiendo, en numerosas ocasiones esos valores, de unos juicios o pensamientos subjetivos que el experto posee sobre la importancia relativa de cada uno de esos elementos o factores.

Una vez que se elabora la matriz de comparaciones pareadas se realiza el proceso de  *sintetización*, donde se determina la prioridad de cada uno de los elementos que se comparan. El proceso matemático requiere del cálculo de los valores y vectores característicos.

Para definir la calidad de la decisión final, se designa la consistencia del juicio del experto. De esta manera, el AHP permite medir el grado de consistencia entre las opiniones pareadas proporcionadas por el experto. La consistencia de los juicios del expertos, se calcula a partir del autovalor máximo ( $n_{max}$ ), y se compara con el número de criterios que es  $n$ , en el caso que estos valores sean iguales, se verifica que el juicio es completamente consistente. En relación a esto, Saaty proporciona tablas de consistencia para medir ésta. Asimismo, también define la  *razón de consistencia (RC)*, a partir del  *índice de consistencia (IC)* y del  *índice de consistencia aleatorio (ICA)*:

$$RC = \frac{IC}{ICA} \quad \text{ec.7.8}$$

donde IC es el índice de consistencia de A y se calcula mediante la expresión:

$$IC = \frac{n_{max} - n}{n - 1} \quad \text{ec.7.9}$$

El valor de  $n_{max}$  se calcula de  $A\bar{W} = n_{max}\bar{W}$  observando que la  $i$ -ésima ecuación es:

$$\sum_{j=1}^n a_{ij} \bar{w}_j = n_{max} \bar{w}_i, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad \text{dado que} \quad \sum_{i=1}^n \bar{w}_i = 1, \text{ obtenemos:}$$

$$\sum_{i=1}^n \left( \sum_{j=1}^n a_{ij} \bar{w}_j \right) = n_{max} \sum_{i=1}^n \bar{w}_i \quad \text{ec.7.10}$$

Si IC es menor al 10% la inconsistencia se considera aceptable, en cambio, si el decisor no logra un IC adecuado, debe revisarse sus juicios. En la práctica esto puede llevar a un largo procesos de sucesivas correcciones.

Algunos de los trabajos desarrollados para la evaluación de la susceptibilidad de los deslizamientos de laderas en esta línea son: *Dai et al., 2001, Komac, 2006 y Yalcin et al., 2007*. Otros estudios han tratado de analizar y comparar los resultados de aplicar diferentes procesos metodológicos, como la metodología AHP y regresión logística (RL) en el trabajo de *Ayalew et al. 2005*, las diferencias fueron relativamente pequeñas resultando en este caso un porcentaje mayor de ajuste para la metodología AHP. Sin embargo, a mayor número de clases de susceptibilidad, el mapas de RL da más detalle que el de AHP. Esto puede ser debido a que la mayoría de los píxeles en el mapa de AHP tienen valores altos, y un incremento en el número de clases apenas produce cambios en la distribución espacial de la zonas intermedias.

### 7.3.3. METODOLOGÍA DE MORA-VAHRSON

Para la evaluación de la peligrosidad por deslizamientos se puede aplicar el método desarrollado por *Mora y Varhrson (1994)*. Este método identifica los factores que inciden sobre las fuerzas que generan el deslizamiento (sismo y lluvia) y los factores que aumentan la susceptibilidad de los taludes a deslizamientos (relieve, litología y humedad relativa).

La metodología propuesta por Mora y Vahrson fue desarrollada en la Universidad Nacional de Costa Rica y publicada en *Bulletin of the Asociation of Engineering Geologist Vol. XXXI (1994)*, es empleada para macro-zonificación de amenaza por deslizamiento. En ella se propone un sistema simple y experto para determinar de forma rápida una zonificación a priori de la amenaza por deslizamiento en zonas tropicales sismotectónicamente activas.

El modelo determina la distribución espacial del potencial de inestabilidad de laderas, delimitando las zonas con diferentes niveles de afectación: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto. Las zonas clasificadas con alta peligrosidad requieren de estudios y análisis geotécnicos más exhaustivos. La metodología establece unos indicadores morfodinámicos que se pueden dividir en dos grupos: *factores pasivos o susceptibilidad intrínseca del deslizamiento (S)*, determinada a partir de un factor de pendiente, un factor litológico y un factor de condiciones de humedad relativa del suelo; y *factores activos o detonantes (T)*, determinados a partir de la combinación de los factores de intensidad sísmica e intensidad de precipitación. La combinación de estos factores determina el nivel relativo de peligrosidad o amenaza (H) según la expresión:

$$H = S * T \quad \text{ec.7.11}$$

Sustituyendo la ecuación por los factores influyentes en cada término se obtiene la siguiente ecuación:

$$H = (Sr * Sl * Sh) * (Ts + Tp) \quad \text{ec.7.12}$$

donde:

Sr: es el factor pendiente o relieve relativo

Sl: es el factor litológico

Sh: es el factor de humedad relativa del suelo

Ts: es el factor de intensidad sísmica

Tp: es el factor de intensidad precipitación

### 7.3.3.1. Factor de Susceptibilidad

Este factor representa las propiedades intrínsecas del terreno y sus propiedades mecánicas. Las propiedades contempladas para el análisis son el relieve, la composición litológica, y la humedad del suelo.

#### Factor de relieve relativo (Rr):

Reproduce la rugosidad natural del terreno dentro de la unidad celda. Se define como la máxima diferencia de elevación en 1 km<sup>2</sup> (relieve relativo)

$$R_r = \frac{h_{\max} - h_{\min}}{Km^2} \quad \text{ec.7.13}$$

donde:

$R_r$  : es la pendiente o relieve relativo (m/Km<sup>2</sup>)

$h_{\max}$  : es la elevación máxima de una celda (m)

$h_{\min}$  : es la elevación mínima dentro de una celda (m)

El valor de relieve relativo es clasificado por medio de distribuciones estadísticas para obtener el factor pendiente (Sr), como se muestra en la *tabla 7.2*.

*Tabla 7.2. Factor de Relieve Relativo*

Relieve relativo Rr (m/Km2)	Clasificación	Factor Sr
0-75	Muy Bajo	0
76-175	Bajo	1
176-300	Moderado	2
301-500	Medio	3
501-800	Alto	4
>800	Muy Alto	5

#### Factor de litología (SI):

El factor de litología contempla varios parámetros del material como resistencia del material, peso volumétrico, diaclasamiento y direccionalidad con respecto al talud, material cementante, relleno de las fisuras, alteración meteorológica, drenaje y condición de presión de poros, comportamiento y localización del nivel freático.

La complejidad en la evaluación de estos parámetros, impulsó a *Mora* y *Vahrson* a sugerir una simplificación en la estimación del factor de litología SI, adaptada a las condiciones regionales y locales para las cuales fue desarrollada la clasificación de la *tabla 7.3*.

Tabla 7.3. Clasificación litológica y susceptibilidad a partir de casos representativos para Centroamérica

Litología	Calificación	Factor SI
Compactos aluviones permeables, limonitas permeables, intrusiones ligeramente fisuradas, basalto, ignimbritas, gneiss, horblendas; bajo grado de meteorización, nivel freático bajo, fracturas limpias y rugosas, rocas con alta resistencia cortante.	Baja	1
Litologías de susceptibilidad baja con alto grado de meteorización y rocas sedimentarias masivas y duras; bajo esfuerzo cortante; fracturas de corte.	Moderada	2
Rocas sedimentarias considerablemente meteorizadas, intrusitas, metamórficas, rocas volcánicas, suelos arenosos regolíticos compactos, fracturas considerables, nivel freático fluctuante.	Media	3
Rocas considerablemente meteorizadas, rocas hidrotermales alteradas, fuertemente fracturadas y fisuradas, arcillas expansivas, piroclásticas pobremente compactadas, nivel freático superficial.	Alta	4
Rocas extremadamente alteradas suelos residuales y coluviales, aluviales de baja resistencia al corte, nivel freático superficial.	Muy alta	5

### Factor de humedad relativa del suelo (Sh)

Este factor tiene en cuenta las condiciones promedio de humedad del suelo, cuantifica la influencia de la acumulación de la humedad a lo largo del año y puede considerarse como punto de inicio desde el cual las lluvias fuertes pueden actuar como factor desestabilizador. El indicador de humedad del suelo se basa en el balance hídrico, requiriendo la lluvia promedio como valor de entrada. A cada valor de lluvia mensual se le asigna un valor del índice de precipitación (tabla 7.4)

Tabla 7.4. Clasificación de lluvia promedio mensual

Lluvia promedio mensual (mm/mes)	Índice de Precipitación
>125	0
125-250	1
>250	2

Estos límites se han fijado según las observaciones del comportamiento en la infiltración, los resultados sugieren al menos 40 mm de lluvia acumulada en 10 días (125 mm/mes) para tener una infiltración significativa. Los autores proponen que el límite de 125 puede sustituirse por el valor de evapotranspiración si es conocido.

Posteriormente, se calculan los índices de precipitación para todo el año, los cuales se clasifican según la tabla 7.5.

Tabla 7.5. Factor de humedad del suelo

Índices de Precipitación Acumulada	Calificación	Factor Sh
0-4	Muy Baja	1
5-9	Baja	2
10-14	Media	3
15-19	Alta	4
20-24	Muy Alta	5

### 7.3.3.2. Factor Detonante

Este factor representa la actividad de las fuerzas externas y su probabilidad de ocurrencia. Además, contempla dos factores: la intensidad sísmica y la intensidad de los eventos de lluvia.

#### Factor de Intensidad Sísmica (Ts)

Mora y Vahrson se encargaron de analizar registros históricos con período de retorno de 100 años y plantear una relación entre la intensidad sísmica (Escala Modificada de Mercalli) y los deslizamientos observados en Centroamérica, determinando el factor de intensidad sísmica de acuerdo con la *tabla 7.6*.

*Tabla 7.6. Clasificación de Intensidad sísmica (Ts)*

Intensidad (MM) Tr=100 años	Susceptibilidad	Factor Ts
III	Ligera	1
IV	Muy Baja	2
V	Baja	3
VI	Moderada	4
VII	Media	5
VIII	Considerable	6
IX	Importante	7
X	Fuerte	8
XI	Muy Fuerte	9
XII	Extremadamente Fuerte	10

#### Factor de Intensidad de Precipitación (Tp)

Basándose en valores máximos diarios de lluvia, se contempla dos casos: series de tiempo mayores o menores a 10 años; en el primer caso, las lluvias máximas se calculan con base a la probabilidad de Gumbel para un periodo de 100 años. En el caso contrario, series de tiempo menores de 10 años, se toma el promedio anual de los valores máximos diarios. La *tabla 7.7* muestra los criterios de calificación del factor de intensidad de precipitación para diferentes niveles de lluvia máxima diaria.

*Tabla 7.7. Factor de intensidad de precipitación (Tp).*

Lluvia máxima (mm) n > 10 años Tr=100 años	Lluvia (mm) n < 10 años	Calificación	Factor Tp
< 100	< 50	Muy Baja	1
101 - 200	51 - 90	Baja	2
201 - 300	91 - 130	Media	3
301 - 400	131 - 175	Alta	4
> 401	> 175	Muy Alta	5



Una vez que se han obtenido los factores que intervienen en la metodología, se estima la evaluación de peligrosidad (H) de acuerdo con la expresión (ec.7.5). La peligrosidad por deslizamientos se clasifica en seis niveles (tabla 7.8).

Tabla 7.8 Clasificación de peligrosidad o amenaza(H) por deslizamientos de laderas

Amenaza H	Clase	Clasificación de peligrosidad potencial al deslizamiento
> 6	I	Insignificante
7 - 32	II	Baja
33 - 162	III	Moderada
163 - 512	IV	Media
513 -1250	V	Alta
> 1250	VI	Muy Alta

### 7.3.4 METODOLOGÍA RODRÍGUEZ, 2001

Una variante del método de *Mora-Vahrson* es la metodología desarrollada por Rodríguez (2001) en la Universidad de Londres, que parte de los análisis de casos históricos llevados cabo a nivel mundial y asociando sus características particulares. En el modelo teórico de Rodríguez (2001), la amenaza por deslizamientos (H<sub>s</sub>) se plantea como una función que combina la susceptibilidad de un talud a deslizarse (S) y la carga sísmica inducida que actúa como detonante (T):

$$H_s = T \cdot S \quad \text{ec.7.14}$$

A su vez, la función de susceptibilidad, S, depende de la topografía, la litología y las condiciones de humedad del suelo, entre otras.

En la metodología referida la función de susceptibilidad queda definida por definida por:

$$S = \frac{1}{2}(G + C) \quad \text{ec.7.15}$$

donde G representa la geometría del talud, en este caso en términos de pendiente. El factor C representa el factor climático, que incluye las lluvias totales de un periodo de acumulación de un año y de un mes, y sus respectivos excesos con respecto a la media multianual de cada uno de ellos. El factor ½ es incluido con el fin de asignar el mismo valor de ponderación a cada uno de las dos variables consideradas.

0

El modelo parte de la hipótesis básica de que las lluvias antecedentes al evento sísmico son un factor que cambia la susceptibilidad del talud. Esta suposición es válida si se considera que el contenido de humedad del suelo es función de la lluvia antecedente y de la lluvia acumulada.

Para considerar la influencia de la lluvia se tomó la lluvia total y el exceso de lluvia con respecto a la media multianual como parámetros de análisis. En este sentido, posiblemente la lluvia efectiva que ingresa al suelo sería un mejor parámetro de predicción.

Las lluvias antecedentes consideradas cubren dos periodos de acumulación diferente para tratar de representar la influencia de lluvias. El primero considera las lluvias acumuladas poco antes de la ocurrencia del sismo y el segundo, las lluvias acumuladas por un periodo largo de tiempo antes del sismo. La lluvia de acumulación corta considerada es la de un mes y la de largo periodo, un año. Se debe resaltar que los periodos de acumulación representativos y que se pueden relacionar con deslizamientos difieren dependiendo del tipo de material involucrado.

Las diferentes litologías responden de manera diferente a los periodos de acumulación de lluvias, siendo así que, los suelos residuales se ven altamente influidos por las lluvias cortas e intensas, al igual que los suelos volcánicos, mientras que los depósitos coluviales y arcillosos se ven afectados mas por las lluvias acumuladas durante largos periodos de tiempo, incluso años. La consideración simultánea de la litología y los períodos de acumulación críticos para cada una de ellas, mejora las relaciones de predicción que el modelo utiliza.

A su vez, el factor C se define como:

$$C = \frac{1}{4} (LTR + STR + LTE + STE) \quad \text{ec. 7.16}$$

donde,

LTR representa la lluvia total de largo periodo de acumulación

STR la lluvia total de corto periodo de acumulación

LTE es el exceso de lluvia de largo periodo de acumulación con respecto a la media multianual

STE es el exceso de lluvia de corto periodo de acumulación con respecto a la media multianual.

El factor  $\frac{1}{4}$  considera que los cuatro términos de la función tienen el mismo peso dentro de la variable C, lo que no es necesariamente cierto. La definición apropiada de los factores de ponderación a asignar a las diferentes variables ayudará a mejorar el modelo de predicción. Ello requiere, en fases posteriores, realizar análisis estadísticos más complejos para calibrar dichos pesos.

Cada uno de los factores incluidos en la función C se determina normalizando la variable con respecto al rango de valores en los que históricamente se han presentado deslizamientos por sismos, de la siguiente manera:

$$RP = \frac{RP_{act} - RP_{min}}{RP_{max} - RP_{min}} \quad \text{ec. 7.17}$$

donde,

RP representa el parámetro de lluvia que se esté considerando

$RP_{max}$  y el  $RP_{min}$  definen el rango de valores del parámetro correspondiente dentro de la base de datos.

Por otra parte, la función detonante T es definida en términos de la aceleración pico del terreno (PGA), la cual debe ser determinada a partir de ecuaciones de atenuación y considerando la influencia del efecto de sitio por geología y por topografía. La función T se define como:

$$T = \frac{(SP - SP_{\min})}{(SP_{\max} - SP_{\min})} \quad \text{ec. 7.18}$$

En esta ecuación SP (Parámetro Sísmico) se representa generalmente por la aceleración pico (PGA) del punto donde se hace el análisis, mientras que  $SP_{\min}$  y  $SP_{\max}$  representan los valores de  $PGA_{\min}$  y  $PGA_{\max}$ , que definen el rango de aceleraciones dentro de la zona potencialmente afectada por deslizamientos. Estos valores máximo y mínimo corresponden a puntos donde se han observado deslizamientos, y pueden estimarse a partir de correlaciones empíricas deducidas con la base de datos. Si la metodología se aplica a un determinado sismo, para calibrar los parámetros con observaciones reales, estos valores deben determinarse tras obtener la distribución de aceleraciones en la zona donde ha habido deslizamientos.

Una vez definidas las funciones S y T, el nivel de amenaza o peligrosidad se obtiene con base en gráficas como la presentada en la *figura 7.6*.

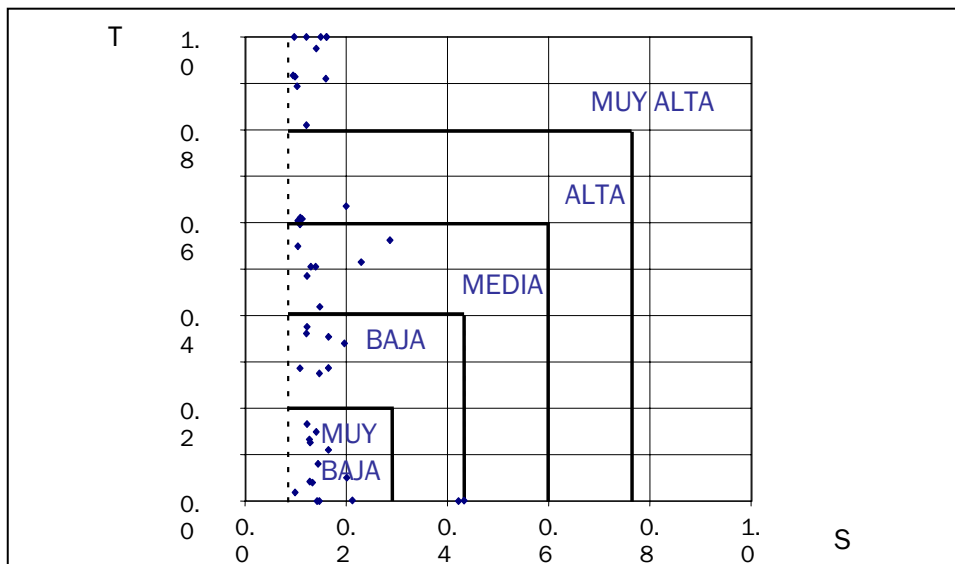


Figura 7.6. Gráfica para la evaluación de la amenaza por deslizamientos (Rodríguez, 2001).

La gráfica compuesta por valores de Susceptibilidad (S) y Detonante (T) se divide en seis rangos o grupos que nos definirán el nivel de amenaza correspondiente a cada punto del mapa. Estos niveles son: insignificante, muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto. Los valores que definen los diferentes niveles de susceptibilidad se obtienen a partir del rango de valores de la base de datos. El rango de valores se dividió de manera arbitraria en cuatro partes iguales, los cuales definen los límites de las zonas consideradas. Los valores para los parámetros S y T estimados son presentados en la *Tabla 7.9*:

Tabla 7.9. Valores de factor de susceptibilidad y detonante que definen los diferentes niveles de peligrosidad para deslizamientos con alto grado de alteración interna (Rodríguez, 2001).

Parámetro movimiento fuerte	Parámetro climático de largo periodo de acumulación	Parámetro geométrico	Nivel de Peligrosidad					
			Insignificante	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
PGA	Lluvia anual	$\beta$ (87)		0.0-0.20	0.20-0.40	0.40-0.60	0.60-0.80	0.80-1.00
Valores de T				0.12-0.28	0.28-0.44	0.44-0.60	0.60-0.76	0.76-1.00
Valores de S			0.0-0.12					

Según Rodríguez (2001), los rangos para cada una de las zonas puede ser definidos de mejor forma en base a un estudio más detallado, a partir de un análisis estadístico de funciones de susceptibilidad para una gran cantidad de datos sobre taludes reales fracturados y no fracturados.

Los intervalos del factor de disparo o detonante (T) se dividen en cinco intervalos iguales. Una mejor definición de estos intervalos se puede obtener a partir de la calibración del modelo a partir del estudio de casos reales.

Para cada talud individual se puede definir una función de susceptibilidad y una función de disparo, las cuales determinaran su nivel de amenaza o peligro (H) dependiendo de la posición dentro de la gráfica que estas dos funciones definan.

Un esquema de la metodología propuesta por Rodríguez (2001), se muestra en la figura 7.7.

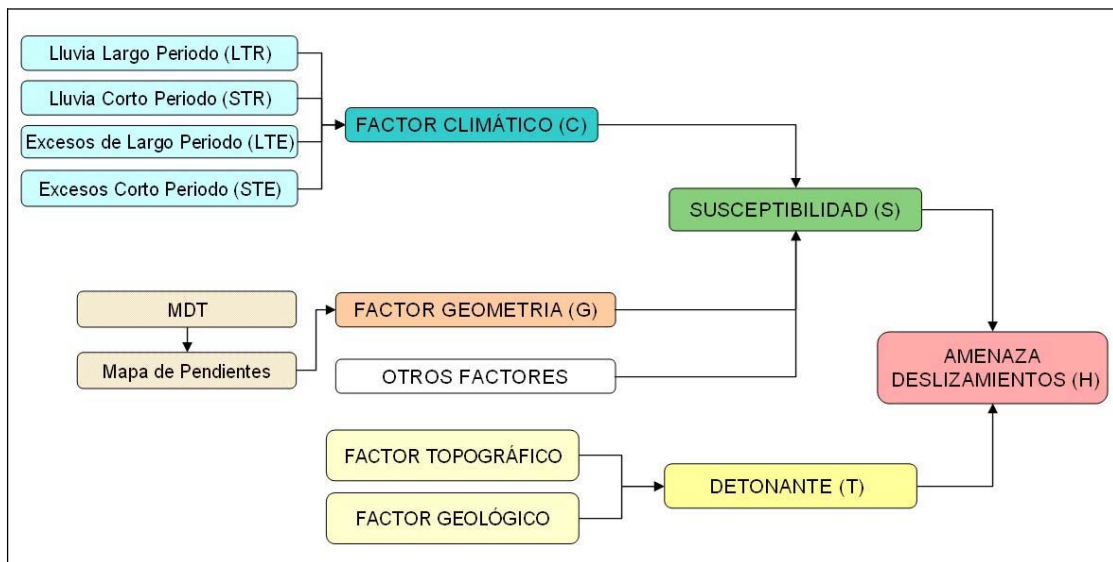


Figura 7.7. Esquema de la metodología propuesta para la evaluación de deslizamientos de laderas inducidos por sismos

## 7.4. Metodologías Estadísticas

La estadística es una área de la ciencia que se ocupa del diseño de experimentos o procedimientos de muestreo, del análisis de datos y de realizar inferencias acerca de una población a partir de la información contenida en una muestra. Además, trata de buscar la mejor predicción o proceso de inferencia para una situación dada y provee una medida cuantitativa de la calidad de dicho procedimiento. Cuando predecimos o tomamos una cierta decisión, nos gustaría conocer hasta que punto la decisión tomada es correcta, los métodos estadísticos proporcionan evaluaciones objetivas a partir de las muestras de datos y nos dan idea de las incertidumbres de las predicciones.

Existen muchos análisis estadísticos, pero generalmente la mayoría están basados en las relaciones entre densidades de deslizamientos por clase del parámetro influyente comparando con la densidad de deslizamientos en el área completa de estudio. Cada método tiene sus propias reglas de integración para producir el mapa de susceptibilidad. Las aproximaciones estadísticas más utilizadas en un análisis de deslizamientos se dividen en dos grupos: bivariante y multivariante, los cuales se explican con más detalle en los apartados siguientes.

### 7.4.1. BIVARIANTES

Las metodologías estadísticas bivariantes consideran un factor dependiente, en este caso la ocurrencia de deslizamientos, y uno independiente. La importancia o peso de cada factor es analizada por separado, aunque también, se puede realizar combinaciones específicas de variables mediante la combinación de un mapa como una nueva variable. El método bivariante se basa fundamentalmente en la cuantificación de los factores más influyentes o importantes, que son susceptibles a los movimientos de ladera, mediante el cálculo de la densidad de deslizamientos para cada variable, o el peso específico de cada factor.

Para integrar y combinar toda la información se utiliza las funciones de favorabilidad (*Chung y Fabbri, 1993*) que consisten en la transformación de cada clase continua o discreta para cada factor estudiado asignándole un valor entre 0 y 1. Posteriormente, estos factores se combinan entre sí mediante reglas de integración y sus resultados se interpretan en términos de probabilidad según diferentes teoremas: Bayes (*Morgan, 1968*, *Cheng y Leclerc, 1994*), Certeza (*Heckerman, 1986*, *Luzi y Fabbri, 1995*), etc.

Las Funciones de Favorabilidad (FF), (*Cheng y Fabbri, 1993*, *Remondo et al., 2003*), son empleadas en base a las relaciones estadísticas entre movimientos y factores condicionantes para determinar la susceptibilidad a los deslizamientos. Los factores utilizados pueden ser muy heterogéneos, tratándose de diferentes tipos de datos, continuos, discretos y categóricos, todos ellos, son transformados homogéneamente mediante un tratamiento matemático. Esta transformación de factores es conocida como *Función de Favorabilidad*, podría ser considerada como susceptibilidad (posibilidad, probabilidad, certeza etc.) de las diferentes unidades o valores dentro de una capa dada, si la capa fuera independiente de otras variables. Por ejemplo, un mapa litológico puede ser transformado por medio de FF a un mapa de susceptibilidad de deslizamiento para las diferentes litologías, lo que equivaldría al concepto de susceptibilidad aplicado por *Brabb et al. (1972)*. Las expresiones de FF permiten determinar la susceptibilidad de un terreno a los deslizamientos en función de las características de cada área. Las más utilizadas se indican a continuación.

Para definir la probabilidad de encontrar un deslizamiento en la zona de estudio se utiliza la expresión: Área deslizada/Área total. Mientras que para determinar la probabilidad de una unidad o clase específica en el mapa de factores condicionantes se obtiene a partir de la relación: Área de la clase/Área total. Además, si queremos conocer la probabilidad de un deslizamiento en una determinada clase de una determinado factor, se puede calcular empleando la siguiente ecuación (Chung y Fabbri, 1993):

$$\text{Favorabilidad} = 1 - (1 - 1/AC)^{ACD} \quad \text{ec. 7.19}$$

siendo AC: área de la clase y ACD: área de la clase afectada por deslizamientos.

La susceptibilidad del terreno a producir un deslizamiento, puede ser estimado por medio de un análisis bivalente, estableciendo relaciones entre deslizamientos pasados y cada una de los factores involucrados. Los valores de favorabilidad para cada factor deben ser integrados respecto a una regla o función de integración específica, que dependerá del marco matemático utilizado.

Otros modelos estadísticos bivariantes están basados en la combinación de tres factores (Brabb et al., 1972), el cual es considerado como el primer análisis cuantitativo de susceptibilidad a deslizamientos. Algunos de los métodos propuestos en la literatura emplean el modelo modificado de Brabb (Irigaray, 1990), el modelo del valor de información o *information value* (Yin y Yan, 1998, Kobashi y Suzuki, 1991, Irigaray, 1995), el modelo probabilístico (González, 1992, Sabto, 1991, van Westen, 1993), y el método de la matriz (Degraff y Romesburg 1980, Irigaray, 1995, Fernández et al., 1997 y 2003, Irigaray et al., 1999 y 2007).

Para este tipo de análisis la escala media es la más adecuada, no siendo muy preciso para escalas grandes. La elección de los factores tiene un carácter subjetivo en el método bivalente, asimismo los pesos pueden ser utilizados para el diseño de reglas de decisión, los cuales están basadas en la experiencia de expertos. Para la utilización de estas técnicas se emplean generalmente los SIG. Algunos de los siguientes procedimientos SIG utilizados según van Westen, 1993 son:

1. Clasificación de cada factor en un número de clases determinadas.
2. Combinación de los factores seleccionados con un mapa de deslizamientos
3. Calculo de los pesos basados en una tabla de datos cruzada
4. Asignación de los pesos a los factores o diseño de reglas de decisión para ser aplicadas a los mapas, y clasificación de los resultados en unas pocas clases de peligrosidad.

Del procedimiento seguido los puntos 1 y 4 tienen subjetividad, ya que es una elección de experto la división de los factores en clases, en que número y rangos de intervalos debe realizarse. Asimismo, la división en clases de la susceptibilidad o peligrosidad tiene el mismo problema. De este modo, la subjetividad limita estos métodos, pues el comienzo y final depende directamente del experto.

#### 7.4.1.1. Teoría de Probabilidad Condicionada Bayesiana

La herramienta más básica para la evaluación de las relaciones entre la evidencia indirecta y la decisión es la teoría de probabilidad bayesiana. Esta teoría es una extensión de la teoría de probabilidad clásica que permite combinar una nueva evidencia sobre una hipótesis con previo conocimiento, para llegar a una estimación de la probabilidad para que la hipótesis sea verdadera.

En base a la probabilidad bayesiana, para que se produzca un deslizamiento se requiere de la intervención simultánea de varios factores, es lo que se denomina probabilidad condicionada. Por este motivo para estimar el aporte de cada factor se recurre a menudo al *Teorema de la Probabilidad Condicionada de Bayes*. Según Bayes, la probabilidad de que se produzca un evento, en este caso, un deslizamiento condicionado por la ocurrencia conocida de otros eventos, se expresa de la siguiente forma:

$$p(h|e) = \frac{p(e|h) \cdot p(h)}{\sum_i p(e|h_i) \cdot p(h_i)} \quad \text{ec.7.20}$$

donde:

$p(h|e)$  es la probabilidad de que un píxel se vea afectado por un nuevo deslizamiento (probabilidad a posteriori).

$p(e|h)$  es la probabilidad de que un deslizamiento haya ocurrido en cada clase de cada factor.

$p(h)$  es la probabilidad de ocurrencia por cada clase de cada factor (probabilidad a priori).

#### 7.4.1.2. Método del Valor de Información (*Information Value*)

##### 7.4.1.2.1. Fundamentos Teóricos

El método del valor de información puede ser aplicado a unidades terreno. Este método fue desarrollado por Yin y Yan (1988) y está basado en la fórmula siguiente para el cálculo del valor de información  $I_i$  para la variable  $X_i$ :

$$I_i = \frac{\log S_i / N_i}{\log S / N} \quad \text{ec.7.21}$$

donde:

$S_i$ : es el número de unidades terreno o píxeles con deslizamientos presentes en la variable  $X_i$

$N_i$ : es el número de unidades terreno o píxeles con la variable  $X_i$

$S$ : es el número total de unidades terreno o píxeles con deslizamientos

$N$ : es el número total de unidades terreno o píxeles

El índice de susceptibilidad para una unidad terreno o píxel  $j$  es calculado por el valor total de la información  $I_j$ .

$$I_i = \sum_{j=0}^m X_{ij} I_j \quad \text{ec.7.22}$$

donde:

$m$  es el número de variables

$X_{ij}$  es la variable dependiente que toma valor 0, si la variable  $X_i$  no está presente en el terreno o píxel  $j$  y con valor 1, si la variable está presente.

Para la evaluación de precisión de la clasificación, Yin y Yan (1988) expresó la siguiente ecuación:

$$A = \frac{M_i}{N_i} \sqrt[3]{\left(1 - \frac{M - M_i}{N - N_i}\right)} \quad \text{ec.7.23}$$

$A$ : es la precisión del resultado predicho

$N$ : es el número total de unidades terreno en esta área

$N_i$ : es el número total de unidades con deslizamientos

$M$ : es el número de unidades terreno predicho como inestables

$M_i$ : es el número de unidades terreno predicho como inestables que tienen deslizamientos.

### 7.4.1.3. Pesos de Evidencia (*Weight Of Evidence, WoE*)

#### 7.4.1.3.1. Fundamentos Teóricos

El método de pesos de evidencia aplica una aproximación bayesiana al combinar diferentes conjuntos de datos un peso específico para un fenómeno particular (*Bonham-Carter et al., 1989 y Bonham-Carter, 1995*). Este método fue desarrollado por El Servicio Geológico de Canadá (*Agterberg et al., 1990, Bonham-Carter et al., 1990*).

WoE fue originalmente desarrollado para análisis médicos, posteriormente fue aplicado a la evaluación potencial de minerales. Este método consiste en la construcción de un modelo binario de presencia o ausencia de deslizamientos. Según, *Bonham-Carter et al. (1990)*, el primer paso es la determinación de la probabilidad previa a los deslizamientos, la cual es dada por la densidad de píxeles con deslizamientos dentro del área de estudio.

En *Bonham-Carter (1995)* se trata el método WoE aplicado a las geociencias con la ayuda de los SIG. Se asume que el evento deslizamiento  $L$  ha sucedido en una área específica  $p$  veces, este área puede ser representada como un *grid*, o una capa SIG, y por lo tanto  $p$  veces coincide con  $p$  celdas de *grid*. Si el número total de celdas en el área o capa es  $q$ , entonces se puede decir que la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento es:

$$P(L) = \frac{\#(L)}{q} = \frac{p}{q} \quad \text{ec.7.24}$$

donde  $\#$  muestra la cardinalidad y si  $\omega_i$  representa una capa donde  $i = 1 \dots m$  entonces



$$P(L/\omega_i) = \frac{\#(\omega_i \cap L)}{\#(\omega_i)} \quad \text{ec.7.25}$$

Si expresamos la ecuación anterior en función de las proporciones (odds) en vez de la probabilidad, entonces, tenemos la siguiente expresión (ec.7.26):

$$O(L) = \frac{P(L)}{P(\bar{L})} = \frac{P(L)}{1-P(L)} = \frac{p}{q-p} \quad \text{ec. 7.26}$$

$$O(L/\omega_i) = \frac{P(L/\omega_i)}{P(\bar{L}/\omega_i)} \quad \text{ec.7.27}$$

Por lo tanto, denominaremos pesos de evidencia a las siguientes expresiones:

$$W_i^+ = \ln \frac{P(\omega_i/L)}{P(\omega_i/\bar{L})} \quad \text{y} \quad W_i^- = \ln \frac{P(\bar{\omega}_i/L)}{P(\bar{\omega}_i/\bar{L})} \quad \text{ec. 7.28}$$

Si tomamos la ecuación 7.27 y aplicamos el teorema de Bayes nos queda que:

$$\begin{aligned} \ln O(L/\omega_i) &= \ln P(L/\omega_i) - \ln P(\bar{L}/\omega_i) = \\ &= \ln \frac{P(\omega_i/L)P(L)}{P(\omega_i)} - \ln \frac{P(\omega_i/\bar{L})P(\bar{L})}{P(\omega_i)} = \ln \frac{P(\omega_i/L)P(L)P(\omega_i/\bar{L})}{P(\omega_i/\bar{L})P(\omega_i)} - \ln \frac{P(\omega_i/\bar{L})P(\bar{L})}{P(\omega_i)} = \\ &= \ln \frac{P(\omega_i/L)}{P(\omega_i/\bar{L})} + \ln \frac{P(L)P(\omega_i/\bar{L})}{P(\omega_i)} - \ln \frac{P(\omega_i/\bar{L})P(\bar{L})}{P(\omega_i)} = W_i^+ + \ln \frac{P(L)P(\omega_i/\bar{L})P(\omega_i)}{P(\omega_i)P(\omega_i/\bar{L})P(\bar{L})} = \\ &= W_i^+ + \ln O(L) \end{aligned}$$

$$\text{Finalmente, obtenemos el siguiente resultado: } \ln O(L/\omega_i) = W_i^+ + \ln O(L) \quad \text{ec. 7.29}$$

$$\text{Análogamente, } \ln O(L/\bar{\omega}_i) = W_i^- + \ln O(L) \quad \text{ec. 7.30}$$

Para la capa m tenemos:

$$P\left(L/\left(\bigcap_{i=1}^m \omega_i\right)\right) = P\left(\omega_m/\left(L \cap \bigcap_{i=1}^{m-1} \omega_i\right)\right) P\left(\omega_{m-1}/\left(L \cap \omega_m \cap \bigcap_{i=1}^{m-2} \omega_i\right)\right) \dots P\left(\omega_1/\left(L \cap \bigcap_{i=2}^m \omega_i\right)\right) P(L) \quad \text{ec. 7.31}$$

Si  $\omega_i$  son condicionalmente independientes con respecto a la ocurrencia de deslizamientos, entonces:

$$P\left(L/\left(\bigcap_{i=1}^m \omega_i\right)\right) = P(\omega_m/L) P(\omega_{m-1}/L) \dots P(\omega_1/L) P(L) \quad \text{ec. 7.32}$$

es inmediato que: 
$$P\left(L/\left(\bigcap_{i=1}^m \omega_i\right)\right) = \sum_{i=1}^m W_i^+ + \ln O(L)$$
 ec. 7.33

Esto requerirá el análisis de muchos mapas individuales, aunque es más conveniente trabajar con mapas multiclase. Los valores  $W_i^+$  y  $W_i^-$  se calculan para cada clase del factor en un mapa multiclase, éstos representan el peso de la presencia del factor para la ocurrencia de deslizamientos. Si  $W_i^+$  es positivo la presencia del factor es favorable para la ocurrencia de deslizamientos, y si  $W_i^+$  es negativo no es favorable. Por otro lado,  $W_i^-$  evalúa la importancia de la ausencia del factor para la ocurrencia de deslizamientos. Cuando  $W_i^-$  es positivo la ausencia del factor es favorable para la ocurrencia de deslizamientos. Los pesos con valores altos indican que un alto grado de susceptibilidad, mientras que los factores con un peso próximo a cero no tienen un nivel significativo de ocurrencia a los deslizamientos.

La diferencia  $C = W^+ - W^-$  da una medida de correlación entre el mapa del factor condicionante a los deslizamientos y el mapa de deslizamientos. El valor C será cero cuando el mapa tiene una distribución espacial independiente de los puntos.

La principal hipótesis de los métodos estadísticos bivariantes es que los mapas deberían ser condicionalmente independientes. Para comprobar su independencia se pueden realizar varios test, donde los pares de los mapas de los factores deben ser evaluados por separado. El test incluye el cálculo de las frecuencias de los deslizamientos observados y esperados. Por lo tanto, los mapas son cruzados por pares, el resultado de este proceso, es a su vez, cruzado con el mapa de deslizamientos.

A partir de la combinación del mapa de probabilidades resultante con el mapa de deslizamientos, se puede calcular el número real de movimientos de masas, y aplicar el test  $\chi^2$  mediante la siguiente ecuación:

$$\chi^2 = \sum \frac{(f_{i(o)} - f_{i(e)})^2}{f_{i(e)}} \quad \text{ec. 7.34}$$

donde  $f_{i(o)}$  es la frecuencia observada de deslizamientos.

La frecuencia esperada por clase es dada mediante la expresión:

$$f_{i(e)} = P_i Npix_i \quad \text{ec. 7.35}$$

donde

$f_{i(e)}$  número esperado de deslizamientos por la probabilidad de la clase  $i$

$P_i$  probabilidad de la clase  $i$

$Npix_i$  área (en píxeles) de la probabilidad de la clase  $i$ .

La independencia condicional es calculada siguiendo la fórmula:

$$G^2 = -2 \sum_{i=1}^8 X_i \log \frac{m_i}{x_i} \quad \text{ec. 7.36}$$

donde  $x_i$  el número de deslizamientos para dos clases.

La función  $G^2$  tiene una distribución  $\chi^2$  con dos grados de libertad (Bonham-Carter et al., 1990). Los pesos de evidencia obtenidos se utilizan para el cálculo de la probabilidad posterior. Después de la clasificación de la probabilidad posterior, el número esperado de deslizamientos por la probabilidad clase es calculado para cada clase y comparado con el número observado de deslizamientos por probabilidad clase.

#### 7.4.1.3.2. Ventajas e Inconvenientes de los Pesos de Evidencia

Las principales ventajas del método Pesos de Evidencia (*Weights of Evidence*) son:

1. El método es objetivo, y evita la subjetividad de elegir los pesos de los factores, como en los métodos semi-cuantitativos
2. Los modelos de mapas múltiples pueden ser combinados en un único modelo
3. La conversión de mapas multiestado a mapas binario, así como para optimizar el contraste es un proceso que ofrece de forma directa las relaciones de datos geoespaciales.
4. La entrada de mapas con datos perdidos o incompletos pueden ser adaptados en el modelo.
5. La incertidumbre debido a varianzas de pesos, y a datos perdidos pueden ser modelados para mostrar el efecto en la probabilidad posterior. El resultado puede ser cartografiado separadamente, o combinado con el mapa de probabilidad estimado.

Entre los inconvenientes del método podemos comentar:

1. La combinación de mapas de entrada asume que los mapas son condicionalmente independientes unos de otros con respecto a la variable respuesta.
2. Los pesos de evidencia (WoE), son solo aplicables en regiones donde la variable respuesta es muy bien conocida. Por lo tanto, los pesos de evidencia no son siempre aplicables en regiones poco exploradas, y si es utilizado con una pequeña muestra de ocurrencias de eventos conocidos, los resultados deben ser interpretados con cuidado.

*Singer y Kouda (1999)* comparan pesos de evidencia (WoE) con redes neuronales. Como se ha dicho más arriba, el método de pesos de evidencia necesita que las variables sean independientes. *Agterberg y Cheng (2002)* estudian la independencia de WoE y desarrollan un test que establece la independencia de las capas, lo que conlleva a la suma de las probabilidades de los pesos.

#### 7.4.1.4. Factor Certeza (*Certainty Factor*)

El método de Factor Certeza (FC o *Certainty Factor en inglés*) consiste en una aproximación de las funciones de favorabilidad (FF) que tratan el problema de la combinación de diferentes factores, la heterogeneidad y la incertidumbre de los datos. Existen trabajos en esta línea dirigidos por varios autores: *Chung y Fabbri (1993, 1998)*, *Binaghi et al. (1998)*, *Luzi y Pergalani (1999)* y *Lan (2004)*.

Este método se define como una función de probabilidad, la cual originalmente fue propuesta por *Shortliffe y Buchanan (1975)* y posteriormente modificada por *Heckerman (1986)*.

$$FC = \begin{cases} \frac{pp_a - pp_s}{pp_a(1 - pp_s)} & \text{si } pp_a \geq pp_s \\ \frac{pp_a - pp_s}{pp_s(1 - pp_a)} & \text{si } pp_a < pp_s \end{cases} \quad \text{ec. 7.37}$$

donde:

$pp_a$  es la probabilidad condicional de tener un número de deslizamientos en la clase a y  $pp_s$  es la probabilidad a priori de tener el número total de deslizamientos ocurridos en el área de estudio.

El intervalo de variación de FC es [-1, 1]. Los valores positivos significan un incremento en la certeza de la ocurrencia de deslizamientos, mientras que valores negativos corresponden a una disminución en la certeza. Un valor cercano a cero significa que la probabilidad a priori es muy similar a la condicional, por lo que es difícil asignar un valor de certeza de ocurrencia del deslizamiento. El valor de FC es calculado para cada factor condicionante y es combinado por pares.

#### 7.4.1.5. Método Matriz

##### 7.4.1.5.1. Fundamentos Teóricos

El método matriz diseñado por *DeGraff y Romesburg (1980)*, parte de la propuesta de *Brabb et al. (1972)*, es una técnica objetiva y cuantitativa que permite establecer un índice de estabilidad sobre un área determinada para evaluar la susceptibilidad de los deslizamientos de ladera. Está basado en considerar dos o tres factores relacionados con las formaciones geológicas, pendientes y orientación, factor que no se empleara en una versión posterior del método (*DeGraff et al., 1991*). Como factor adicional se emplea el de condiciones hidrológicas, mediante mediciones en campo e interpretación de fotografías aéreas de la zona. Originalmente fue diseñado para grandes extensiones de tierras vírgenes, no se consideraban diferentes tipos de movimientos probablemente debido a la pequeña escala del mapa resultante.

A partir del inventario de deslizamientos se confecciona una matriz de datos en función de los factores susceptibles (*tabla 7.10*).

Tabla 7.10. Ejemplo de distribución de porcentajes de movimientos por intervalos de pendientes (DeGraff et al, 1991).

Litología	Intervalos de Pendientes				Área total (Ha) y Área Mov (Ha)
	0-12%	12-25%	25-50%	>50%	
A movimientos	...	52	78	...	130
Total	1570	722	512	237	3041
Mov. A/total clase	...	0,07	0.15	...	
B movimientos	...	301	784	...	1085
Total	...	1776	2327	...	4103
Mov. B/total clase	...	0.17	0.34	...	
C movimientos	78	...	351	180	609
Total	673	2450	1790	793	5706
Mov C/total clase	0.12	...	0.20	0.23	

Las superficies totales ocupadas por los movimientos de ladera se colocan en la celda correspondiente y se obtienen las cantidades de movimientos de ladera en cada combinación particular de los factores (tabla 7.10).

Para obtener la clasificación ajustada de intervalos de susceptibilidad en el procedimiento propuesto por DeGraff y Romesburg (1980), se emplea un método de agrupamiento no jerárquico que usa una función W (Anderberg, 1973), y que agrupa los valores presentes en cada intervalo mediante un ajuste de mínimos cuadrados. El procedimiento, simplificado, se resume en la tabla 7.11, a partir de los datos de la tabla 7.10, y se ilustra en la figura 7.8

El procedimiento consiste en definir un número de estabilidad, según el porcentaje de unidades litológica fallada por intervalos de pendiente (tabla 7.11) y añade la selección de intervalos de grados de susceptibilidad por el ajuste de la función W por mínimos cuadrados.

Tabla 7.11. Procedimiento para el Cálculo del factor W para el ajuste de intervalos de susceptibilidad (DeGraff y Romesburg, 1980, DeGraff et al., 1991)

<p>1. Se ordenan los valores de porcentajes de movimientos por intervalos de pendientes en valores crecientes: 0,07; 0,12; 0,15; 0,17; 0,20; 0,23 y 0,34.</p> <p>2. El rango 0,07 a 0,34 (0,27) se divide en tres (0,9) y resultan los intervalos:                  I) <math>0,07 \leq X &lt; 0,16</math>. <math>X = 0,07; 0,12</math> y <math>0,15</math>                  II) <math>0,16 \leq X &lt; 0,25</math>. <math>X = 0,17; 0,20</math> y <math>0,23</math>                  III) <math>0,25 \leq X &lt; 0,34</math>. <math>X = 0,34</math></p> <p>3. Se calcula el valor promedio de los valores presentes en cada intervalo 1) <math>X_1 = 0,11</math>; II) <math>X_2 = 0,20</math> y III) <math>X_3 = 0,34</math>.</p> <p>4. Se calculan las sumas de los cuadrados de las diferencias de los valores de cada intervalo respecto a la media. <math>W_1 = 0,0081</math>; <math>W_2 = 0,0018</math> y <math>W_3 = 0</math>. <math>W = W_1 + W_2 + W_3 = 0,0099</math></p> <p>5. Para obtener el mínimo valor de W se aplica un procedimiento iterativo de mínimos cuadrados, verificando el valor de W cuando se varían los límites de los intervalos. Primero se desplaza el límite del primer intervalo un valor hacia la derecha y se comprueba el resultado hasta obtener el mínimo W.  <math>(0,07 \leq X &lt; 0,17)</math> <math>(0,17 \leq X &lt; 0,25)</math> <math>(0,25 \leq X &lt; 0,34)</math>  <math>0,07; 0,12; 0,15; 0,17; 0,20; 0,23; 0,34</math>  <math>X_1 = 0,1525</math> <math>X_2 = 0,215</math> <math>X_3 = 0,34</math>  <math>W_1 = 0,008175</math> <math>W_2 = 0,00145</math> <math>W_3 = 0</math>; <math>W = 0,0096</math></p> <p>6. Ahora el límite superior del primer intervalo se reduce por un valor y se repite el cálculo  <math>(0,07 \leq X &lt; 0,12)</math> <math>(0,12 \leq X &lt; 0,25)</math> <math>(0,25 \leq X &lt; 0,34)</math>  <math>0,07; 0,12; 0,15; 0,17; 0,20; 0,23; 0,34</math>  <math>X_1 = 0,095</math> <math>X_2 = 0,1875</math> <math>X_3 = 0,34</math>  <math>W_1 = 0,00444</math> <math>W_2 = 0,003675</math> <math>W_3 = 0</math>; <math>W = 0,0081</math></p> <p>7. Después se comprueba con la variación del límite superior del segundo intervalo  <math>(0,07 \leq X &lt; 0,16)</math> <math>(0,16 \leq X &lt; 0,20)</math> <math>(0,20 \leq X &lt; 0,34)</math>  <math>0,07; 0,12; 0,15; 0,17; 0,20; 0,23; 0,34</math>  <math>X_1 = 0,11</math> <math>X_2 = 0,1233</math> <math>X_3 = 0,285</math>  <math>W_1 = 0,0081</math> <math>W_2 = 0,008063</math> <math>W_3 = 0,00605</math> <math>W = 0,0222</math></p> <p>8. Se selecciona el mínimo valor de W obtenido 0,0081, que corresponde a los intervalos:                  Clase I: Baja (<math>0,07 \leq X &lt; 0,12</math>); Clase II: Susceptibilidad Moderada (<math>0,12 \leq X &lt; 0,25</math>) y Clase III Alta Susceptibilidad (<math>0,25 \leq X &lt; 0,34</math>)</p>
---

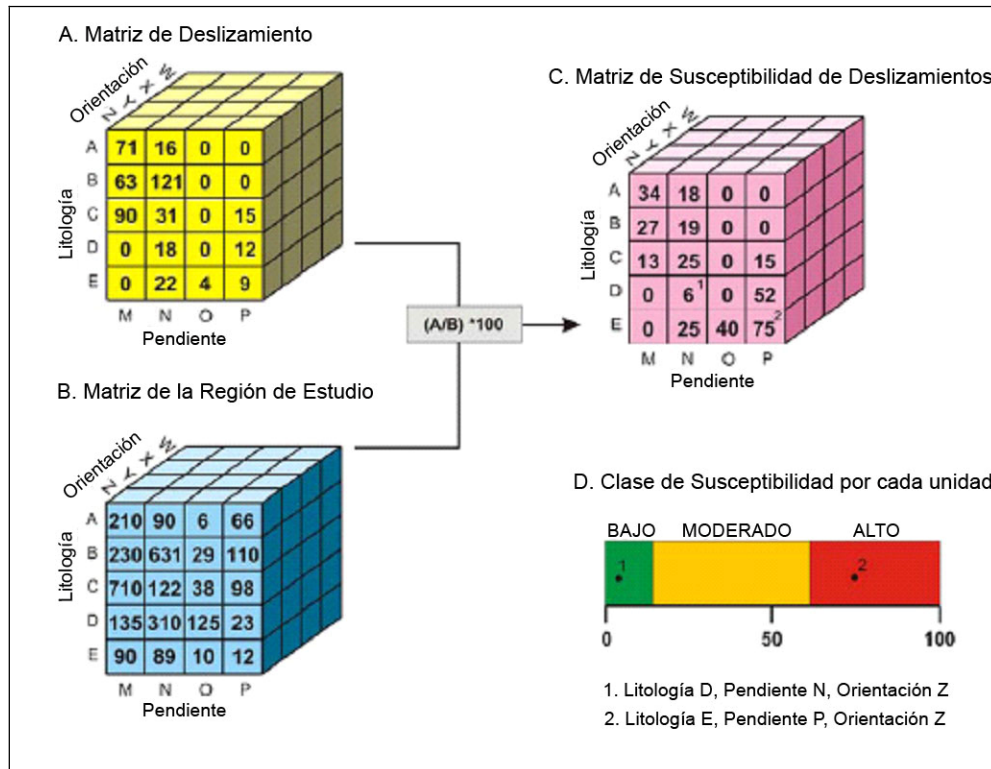


Figura 7.8. Diagrama para la determinación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante el método de la matriz (Irigaray, 1995). A: matriz de deslizamiento (litología, pendiente, orientación); B: Matriz de la región de estudio (litología, pendiente, orientación). Dividiendo A y B y multiplicando por 100 resulta C: Matriz de susceptibilidad (litología, pendiente, orientación); D: Clases de susceptibilidad en cada píxel: baja, moderado, alto. (1) Litología D, Pendiente N; Orientación Z; (2) Litología E; Pendiente P; Orientación Z.

La incorporación del método matriz a aplicaciones SIG (figura 7.8), (Maharaj, 1993, Irigaray 1995, Cross, 1998, Fernández, 2001, El Hamdouni, 2001 y 2003) ha conllevado importantes mejoras en las dos últimas épocas, particularmente en el número de factores y celdas empleadas que han pasado a ser casi ilimitados, gracias al manejo de gran cantidad de datos por los ordenadores.

Aplicando el método matriz y el SIG se han realizado mapas de susceptibilidad con el método matriz empleando un SIG, en la Cordillera Bética (España), en una región de unos 15.000 km<sup>2</sup> (Chacón, 1994, Chacón et al., 1992, 1998, 2003, Irigaray et al., 2007, entre otros). Los factores determinantes, del análisis de correlación de un amplio número y de sus combinaciones, con las densidades de zonas de ruptura, se deduce que la litología es el principal factor en todos ellos, seguido de otros factores que varían con cada tipo de movimiento (Chacón et al., 2003). Los principales factores activadores son las lluvias y los terremotos, sin embargo se ha demostrado la importancia de la estabilidad a largo plazo de las vertientes asociada a cambios en el modelado y la excavación fluvial inducidos por la tectónica activa. En la mayoría de estos trabajos se emplea un inventario con numerosos movimientos de ladera procedente de las lluvias catastróficas de 1996 y 1997, a partir del cual extrajeron una interesante validación práctica de los mapas de susceptibilidad realizados en fechas previas (El Hamdouni, 2001, Fernández, 2001, Irigaray et al., 1999, 2000, 2005).

### 7.4.2. ESTADÍSTICAS MULTIVARIANTES

Las metodologías estadísticas multivariantes estudian la interacción y dependencia de un conjunto de factores que actúan simultáneamente a la ocurrencia de deslizamientos para establecer el grado de implicación que tiene cada uno de ellos. Se trata de una aproximación más objetiva que otras técnicas, siendo un procedimiento que obtiene buenos resultados en la predicción espacial de deslizamientos.

Existen una gran variedad de técnicas estadísticas, aunque las más utilizadas son la regresión logística múltiple y el análisis discriminante (*Jones et al., 1961, Neuland, 1976, Carrara, 1983, Mulder, 1991, Baeza, 1994, Irigaray, 1995, Chung et al., 1995, Dhakal et al., 2000*). Ambos métodos se fundamentan en la resolución de funciones basadas en la combinación lineal de los factores de mayor significación estadística y en la definición de condiciones, presencia o ausencia de la variable dependiente, que en nuestro caso son los deslizamientos de ladera (*van Westen, 1993*).

Existen dos métodos de análisis multivariante, uno de ellos emplea un análisis estadístico utilizando una serie de datos de laderas cuyos atributos son recopilados y asociados a deslizamientos individuales (*Neuland, 1976, Carrara et al., 1977, Corominas, 1992, Baeza, 1994*). El otro análisis estadístico, es realizado en unidades de terreno que cubren el área completa de estudio. Para cada unidad se recogen los datos de un número de factores geológicos, geomorfológicos, hidrológicos y morfométricos y se analizan utilizando regresión logística múltiple o análisis discriminante (*Carrara et al., 1978, 1990, 1991, Carrara, 1983, 1988, 1992, Guzzetti et al., 1999, Baeza y Corominas, 2001, Santacana et al., 2003, Dai et al., 2001, Dai y Lee 2002 y 2003, Ayalew y Yamagishi, 2005*).

El análisis de frecuencia de deslizamientos (*van Westen, 1993*) evalúa la peligrosidad a los deslizamientos, a diferencia de los comentados anteriormente, que suelen utilizarse para la evaluación de la susceptibilidad. La probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento en un cierto lugar y dentro de un periodo de tiempo sólo es posible cuando se puede hallar la relación entre la ocurrencia de deslizamientos y la frecuencia de factores desencadenantes como lluvias intensas o terremotos (*van Westen, 1993*).



#### 7.4.2.1. Análisis Discriminante

Se trata de una técnica estadística que permite asignar o clasificar nuevos individuos dentro de grupos previamente definidos. El objetivo del análisis discriminante es encontrar la mejor discriminación entre grupos, en el caso de estudio se trata de celdas o píxeles donde ocurren deslizamiento y no ocurren deslizamientos. El análisis en una función discriminante para la clasificación en dos grupos es del tipo:

$$D = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n \quad \text{ec.7.38}$$

donde  $x_i$  son los valores de las variables y  $b_i$  son los coeficientes calculados.

El tratamiento de los datos conlleva la realización de los siguientes pasos (*Santacana et al., 2003*)

- Test de distribución normal de variables (test Kolmogorov-Smirnov) y transformación de los que no son normalmente distribuidos.
- Análisis factorial (Análisis de Componentes Principales) que se realiza para determinar las correlaciones entre variables.
- Análisis de contraste (*T-test* y *One-Way test*) para determinar el nivel más significativo de cada grupo y formar un conjunto de variables independientes.
- Análisis discriminante empleando las variables independientes seleccionadas. La capacidad discriminante es analizada con el método *Stepwise*.

La función discriminante finalmente que se seleccionará es la que ofrece la mejor clasificación de celdas con deslizamientos con el menor número de variables.

Asimismo, para la validación de resultados se utiliza un índice relativo de densidad a los deslizamientos ( $R$ ), (*Baeza y Corominas, 2001*).

$$R = \frac{(n_i / N_i)}{\sum (n_i / N_i)} * 100 \quad \text{ec.7.39}$$

donde

$n_i$  el número de deslizamientos en el nivel de susceptibilidad  $i$ .

$N_i$  el área ocupada por las celdas del nivel de susceptibilidad  $i$ .

Las celdas con deslizamientos aparecerán con los mayores factores discriminantes, comprendiendo el nivel de susceptibilidad moderado a muy alto. Asimismo, el índice  $R$  mostrará un incremento del número de deslizamientos con el nivel de susceptibilidad.

Asimismo, el análisis discriminante ha sido empleado por *Carrara et al., (1991, 1995, 2003)* para clasificar la estabilidad e inestabilidad de unidades de pendiente, en el que se incorpora la idea de intervalos y pesos de los factores.

## 7.4.2.2. Regresión Logística

### 7.4.2.2.1. Fundamentos Teóricos

La regresión logística es un método estadístico, adecuado para análisis de presencia-ausencia de la variable dependiente, que en nuestro caso es la probabilidad de ocurrencia de deslizamiento, así como para la evaluación del nivel de significación de los factores que intervienen en el modelo. Este método ha sido empleado para la predicción de inestabilidades de laderas (Carrara et al., 1991, Rowbotham y Dudycha, 1998), y para cartografiar la susceptibilidad del terreno (Guzzetti et al. 1999, Dai et al. 2001, Dai y Lee 2002, 2003, Ayalew y Yamagishi, 2005).

El modelo de regresión logística múltiple considera una variable dependiente binomial. Así, un evento ocurre (valor 1) o no ocurre (valor 0). Además se consideran otras variables independientes, que representan los factores que determinan la ocurrencia del evento. Los valores predichos pueden ser interpretados como probabilidades en un intervalo de 0 a 1. La relación cuantitativa entre la ocurrencia y su dependencia de varias variables puede ser expresada como una función tipo sigmoide (figura 7.9):

$$p(y) = \frac{1}{1 + e^{-z}} \quad \text{ec. 7.40}$$

donde:

$p(y)$  es la susceptibilidad estimada de ocurrencia del deslizamiento que varía entre 0 y 1, mientras que el valor de  $z$ , una función lineal que varía entre  $\infty$  y  $-\infty$ , que se plantea siguiendo esta expresión:

$$z = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n, \quad \text{ec. 7.41}$$

donde:

$b_0$  y  $b_i$  ( $i=0, 1, \dots, n$ ) son los coeficientes estimados a partir de la muestra de datos.  
 $x_i$  ( $i=1, \dots, n$ ) son las variable independientes (por ejemplo, los parámetros físicos relacionados con el deslizamiento)

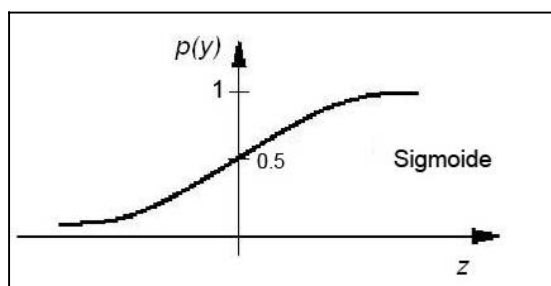


Figura 7.9. Función sigmoide empleada en el cálculo de regresión logística

Los factores independientes pueden ser cualitativos o cuantitativos. La solución al problema de tener factores cualitativos es crear tantas variables dicotómicas como clases disponga el factor considerado. Estas nuevas variables, artificialmente creadas, reciben el nombre de *dummy*, variables internas o indicatoras.

La regresión logística se incluye dentro de los modelos estadísticos denominados modelos lineales generalizados, que emplea el uso de variables independientes para crear un modelo matemático que predice la probabilidad de que un evento ocurra en una determinada área. La clave de la regresión logística es que la variable dependiente es generalmente dicotómica, toma el valor de 1 ó 0, representando la presencia/ausencia de deslizamientos. Las variables independientes en este modelo son predictoras de la variable dependiente, que puede tratarse con diferentes tipos de datos nominales, ordinales, intervalos o porcentajes.

El modelo ajustado de la técnica multivariante de regresión logística describe la relación entre la variable dependiente  $Y$ , que tomara el valor 0 ó 1, en función de la ausencia/presencia de deslizamientos y un conjunto de variables independientes  $X_1, X_2, \dots, X_n$ , como la pendiente, orientación, litología, etc. Así, se define el valor esperado de  $Y$  según la siguiente expresión:

$$E(Y) = \frac{1}{1 + \exp\left[-\left(b_0 + \sum_{j=1}^k b_j x_j\right)\right]} \quad \text{ec. 7.42}$$

donde  $b_0$  es constante y  $b_j$  es el coeficiente de las variables influyentes ( $j= 1, \dots, k$ ).

Suponiendo que se produzca deslizamiento,  $E(Y)$  es equivalente a la probabilidad  $p(Y=1)$ . Por lo tanto, la expresión anterior queda definida de la siguiente manera:

$$p(Y = 1) = \frac{1}{1 + \exp\left[-\left(b_0 + \sum_{j=1}^k b_j x_j\right)\right]} \quad \text{ec. 7.43}$$

El modelo matemático describe  $Y$  como una función de  $x_j$  y  $b_j$ . El modelo de ajuste empleado es el de máxima verosimilitud (*Kleinbaum et al., 1998*), el cual maximiza la probabilidad de ocurrencia de los resultados de la muestra, obteniendo unos coeficientes ajustados de regresión.

La expresión matemática a la derecha de la ecuación (7.43) se corresponde con la forma:

$$f(z) = \frac{1}{1 + e^{-z}} \quad \text{ec. 7.44}$$

$$\text{donde } z = b_0 + \sum_{j=1}^k b_j x_j$$

La función  $f(z)$  se denomina a la función logística, la cual posee un buen ajuste en el modelado de la probabilidad, donde los valores de  $f(z)$  están en un rango entre 0 y 1, y la función lineal  $z$  varía desde  $-\infty$  a  $+\infty$ .

Otra forma de representar el modelo de regresión logística (ec. 7.42) es mediante la forma *logit*. El *logit* es una transformación de la probabilidad  $p(Y=1)$ , que significa que la variable dependiente es 1 (probabilidad de ocurrencia de deslizamiento). No define la susceptibilidad directamente, aunque si puede emplearse como inferencia. Generalmente, la regresión logística involucra el ajuste de la variable dependiente empleando la siguiente expresión:

$$Y = \text{Logit}(p) = \ln\left[\frac{p(Y = 1)}{1 - p(Y = 1)}\right] \quad \text{ec. 7.45}$$

Si sustituimos para la probabilidad de ocurrencia  $p(Y=1)$ , el modelo de regresión logística (ec. 7.43), la ecuación quedaría de la siguiente forma:

$$\text{Logit}(p(Y = 1)) = b_0 + \sum_{j=1}^k b_j X_j = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_n x_n \quad \text{ec. 7.46}$$

Entonces, la forma *logit* de la ec. 7.46, es dada por una función lineal, donde  $p$  es la probabilidad que la variable dependiente ( $Y$ ) es 1, y  $b_0, b_1, b_2, \dots, b_n$  son los coeficientes, que miden la contribución de los factores independientes ( $x_1, x_2, \dots, x_n$ ) a las variaciones en  $Y$ , o su probabilidad de tener un valor 1. Por conveniencia muchos de los autores describen el modelo logístico en su forma *logit* dada por la ec. 7.46, más que en su forma original definida por la ec. 7.42.

La expresión  $p(Y=1)/(1-p(Y=1))$  en la ec. 7.45, es denominada *odds ratio*. Los *odds ratio* son ampliamente empleados estadísticamente para comparar la frecuencia de exposición de diferentes factores de riesgo (Kleinbaum et al., 1998). Por ejemplo, podríamos encontrar que las lluvias son dos o tres veces más influyentes a los deslizamientos que la vegetación u otro factor determinado. Para hacer una interpretación formal de los *odds ratio*, es necesario haber calculado un intervalo de confianza. Si el *odds ratio* es mayor que 1 y se encuentra dentro de los límites del intervalo de confianza, indica que la peligrosidad de deslizamientos es significativa. Una de las características que hace la regresión logística interesante es su relación con la cuantificación de los parámetros del riesgo definidos en la literatura con los *odds ratio* (Van Den Eckhout et al., 2006).

En sentido estricto esto no es una probabilidad ya que las variables dinámicas que inducen a los deslizamientos como acción *triggering*, las lluvias intensas o terremotos, no se consideran. Por este motivo, es más apropiado utilizar el término de inestabilidad de laderas o susceptibilidad de deslizamientos que se basa en los parámetros físicos e intrínsecos del terreno. En la regresión logística, para definir las variables categóricas se define un código para el conjunto de variables que correspondan a las categorías originales. Los coeficientes de la regresión logística son estimados mediante el método de máxima verosimilitud, es decir, se seleccionan los coeficientes que hacen los resultados más probables. La relación entre variables independientes y la probabilidad en el modelo de regresión logística es no lineal, por este motivo para la estimación del parámetro se emplea un algoritmo iterativo.

El modelo de regresión logística intenta describir la probabilidad de ocurrencia a escala regional, siendo muy adecuado para la evaluación de la inestabilidad de laderas, ya que los datos observados consisten en puntos (píxeles) con valor de 0 (ausencia de deslizamiento) o 1 (presencia de deslizamiento). Asimismo, este método es adecuado para el cálculo de una distribución espacial de probabilidades o valores de susceptibilidad dentro de un entorno de un SIG (Dai et al., 2002).

#### 7.4.3.2.2. Ventajas e Inconvenientes

La regresión logística tiene la ventaja de estar menos afectada por las variables que no cumplan la asunción de normalidad (Hair et al., 1998). Otras técnicas que actualmente son empleadas y solucionan este problema son las redes neuronales (Lee et al., 2004, Gómez y Kavzoglu, 2005, Ermini et al., 2005, Melchiorre et al., 2008).

En regresión logística, las variables independientes son incluidas solo cuando existe significancia estadística en determinar la variable dependiente. La selección de las variables independientes más significativas es una tarea difícil y compleja en sí misma. La

variables independiente debe tener un cierto grado de afinidad con la variable dependiente, además, deben ser operacional, completa, no uniforme, medible y no redundante (Ayalew y Yamagishi, 2005).

#### **7.4.3.2.3. Estudios de Susceptibilidad a los Deslizamientos de Laderas con Regresión Logística**

La regresión logística es un método estadístico multivariante que ha sido aplicado para la evaluación de la susceptibilidad por otros investigadores *Bernknopf et al.*, (1988), *Jade y Sarkar* (1993), *Wieczorek et al.*, (1996), *Atkinson y Massari* (1998), *Guzzetti et al.*, (1999), *Gorsevski et al.*, (2000), *Lee y Min* (2001), *Dai et al.*, (2001), *Dai y Lee* (2002, 2003) y *Ohlmacher y Davis* (2003). La principal ventaja de la regresión logística es que requiere de menos hipótesis teóricas que el método discriminante.

En los estudios de *Dai y Lee* (2002), se realiza un análisis de regresión logística para determinar la susceptibilidad a los deslizamientos para la Isla de Lantau en Hong Kong, a partir de la creación de un SIG. Dicha área es muy propensa a los deslizamientos debidos principalmente a los terrenos escalonados y a la alta frecuencia de tormentas tropicales. Los resultados indicaron que la pendiente, litología, elevación, orientación y usos de suelo son altamente significativos, mientras que la morfología de la pendiente y la proximidad a las divisorias son menos importantes, por lo que fueron excluidos del modelo. La elevación y la pendiente indicaron que ser las mejores variables para la estimación de la probabilidad de ocurrencia de los deslizamientos.

*Ohlmacher y Davis* (2003) emplean la regresión logística múltiple para la creación de un mapa de susceptibilidad a los deslizamientos para la región de Atchison, Kansas. Las variables independientes consideradas son la geología, las pendientes, la orientación y los suelos, sin embargo excluyeron del análisis final las dos últimas, pues no resultaban significativas. Los resultados obtenidos indicaron que la pendiente, al igual que en el trabajo de *Dai y Lee* (2002), fue la variable más importante para la estimación de la susceptibilidad a los deslizamientos.

*Ayalew y Yamagishi* (2005) generan un mapa de susceptibilidad a los deslizamientos con técnicas multivariantes de regresión logística combinada con un análisis estadístico bivalente para las montañas de Kakuda-Yahiko en Japón. Los parámetros independientes utilizados fueron la litología, relaciones pendiente con roca base, fallas, pendiente, orientación elevación y redes viarias. Las interpretaciones de los coeficientes mostraron que las carreteras tienen un papel importante en la determinación de la ocurrencia de deslizamientos y en su distribución. El mapa de susceptibilidad fue dividido en cinco clases: extremadamente baja, muy baja, baja, media y alta, empleando el método de clasificación del histograma por desviación estándar. La zona de alta susceptibilidad constituye un 4,14%, lo que significa una alta similitud con los deslizamientos de la zona (5,52%).

## 7.5. Metodológicas Alternativas

Existen otras metodologías que no se consideran dentro de los métodos estadísticos, se pueden denominar metodologías alternativas, éstas pueden ser las redes neuronales, *fuzzy* y algoritmos genéticos, entre otras.

### 7.5.1. REDES NEURONALES ARTIFICIALES (RNA)

#### 7.5.1.1. Introducción

A medida que la ciencia y la tecnología han ido avanzando, el objetivo de los estudios científicos se ha ido orientando hacia la construcción de sistemas inteligentes, lo que se denomina Inteligencia Artificial, en la que se pueden distinguir dos grandes áreas. Una la Inteligencia Artificial Simbólica, que define el problema a resolver y diseña el sistema capaz de resolverlo siguiendo esquemas prefijados en la disciplina. En la inteligencia artificial simbólica se dice que los sistemas siguen un esquema de arriba hacia abajo (*top-down*) ya que es necesario disponer de una aproximación a la solución del problema y diseñarla completamente. Los sistemas expertos que siguen este esquema introducen una serie de reglas lógicas que recogen el conocimiento de un experto sobre una materia y mediante mecanismos de inferencia parecidos a los que se utilizan al razonar, se obtienen conclusiones. En la otra gran área de la Inteligencia Artificial, la subsimbólica, no se realizan diseños a alto nivel de sistemas capaces de resolver problemas, sino que se parte de sistemas genéricos que van adaptándose y construyéndose hasta formar por sí mismos un sistema capaz de resolver el problema. La perspectiva subsimbólica trata de estudiar los mecanismos físicos que nos capacitan como seres inteligentes, frente a los programas del computador clásicos que son simples autómatas que obedecen a órdenes concretas. En este caso el diseño es de abajo hacia arriba (*bottom-up*), ya que los sistemas diseñados son simples e idénticos, recogen las características físicas de los sistemas que tratan de imitar y se van generando automáticamente cálculos cada vez más complejos, mediante mecanismos prefijados de aprendizaje, este es el campo donde se encuentran las redes neuronales artificiales.

Idealmente, el objetivo de las redes neuronales artificiales es llegar a diseñar máquinas con elementos neuronales de procesamiento paralelo, de modo que el comportamiento de esta red emule de la forma más fiel posible, los sistemas neuronales biológicos. Lo que hace imprescindible el estudio profundo de los mecanismos que rigen el comportamiento de los sistemas neuronales.

#### 7.5.1.2. Fundamentos Biológicos de Las Redes Neuronales

El sistema de comunicación neuronal de los animales y del hombre, está formado por el sistema nervioso y hormonal, en conexión con los órganos de los sentidos y los efectores (músculos y glándulas), el cual tiene la misión de recoger información, transmitirla y elaborarla, en parte también almacenarla y enviarla de nuevo en forma elaborada. Se compone de tres partes:

- Los receptores, que están en las células sensoriales, recogen las informaciones en forma de estímulos, bien del ambiente, bien del interior del organismo.
- El sistema nervioso, que recibe la información, la elabora, almacena y la envía en forma elaborada a los órganos efectores y a otras zonas del sistema nervioso.

- Órganos efectores que reciben la información y la interpreta en forma de acciones motoras, hormonales, etc.

El elemento estructural y funcional más esencial, en el sistema de comunicación neuronal, es la célula nerviosa o neurona. La mayoría de las neuronas utilizan productos de secreción como señales químicas para la transmisión de información. Dicha información se envía, entre las distintas neuronas, a través de prolongaciones, formando redes, en las cuales se elabora y almacena información. Además, una parte de las neuronas está en relación con receptores, a través de los cuales llegan comunicaciones procedentes del exterior o interior del organismo hasta las redes neuronales. Otra parte conduce las informaciones, elaboradas en forma de órdenes hacia los efectores. Una de las prolongaciones encargada de la conducción de impulsos es el axón.

Las terminaciones ponen en contacto a otras neuronas o con células efectoras, pero sin llegar a fusionarse con ellas, a esta zona de contacto se le denomina *sipnasis*. Entre las principales funciones de las neuronas son:

Las neuronas recogen la información que llega a ellas en forma de impulsos procedentes de otras neuronas o de receptores a través de las dendritas.

- La integran en un código de activación propio de la célula
- La transmiten codificada en forma de frecuencia de impulsos a través de su axón.
- A través de sus ramificaciones, el axón efectúa la distribución espacial de los mensajes
- Por medio de sus terminales transmite los impulsos a las neuronas subsiguientes o a las células efectoras.

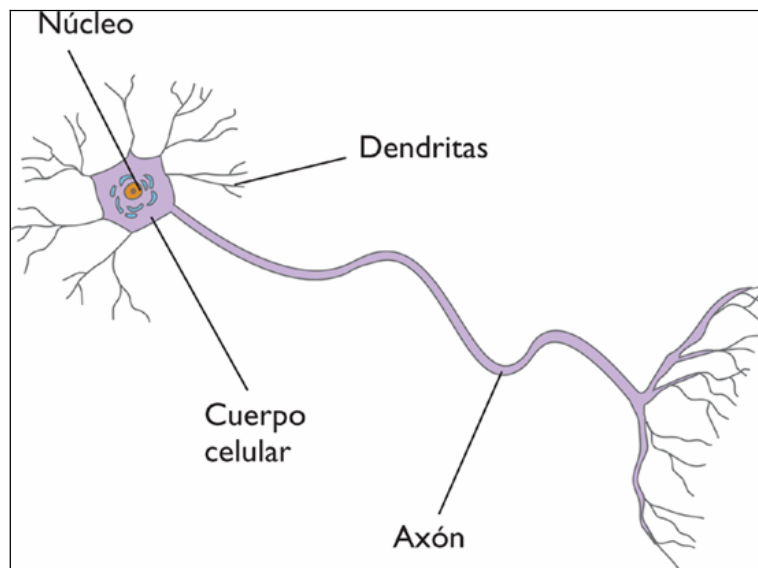


Figura 7.10. Diagrama de una célula nerviosa o neurona biológica ([www.kalipedia.com](http://www.kalipedia.com)).

La figura 7.10 muestra un diagrama de una célula nerviosa típica. La neurona consta de un cuerpo celular y un núcleo, como el resto de las células del organismo, pero cuenta también con algunos elementos específicos. El axón que es la ramificación de salida de la neurona. Además, la neurona cuenta con un gran número de ramificaciones de entrada, las *dendritas* que propagan la señal al interior de la neurona. La *sipnasis* consiste en recoger información electro-química procedente de las células vecinas a las que la célula en cuestión está conectada, esta información llega al núcleo que procesa y genera una

respuesta. Posteriormente, la señal es propagada por el axón que se ramifica y llega a las dendritas de otras células a través de lo que se denomina sinapsis. La sinapsis son los elementos de unión entre axones y dendritas, consiste en un espacio líquido donde existen diferentes concentraciones de elementos ionizados, generalmente iones de sodio y potasio. Estos iones hacen que el espacio intersináptico posea ciertas propiedades de conductividad que activan o impiden en cierto grado el paso del impulso eléctrico. De esta forma la sinapsis se convierte en potenciadores o inhibidores de la señal procedentes de los axones, actuando como amplificadores o aislantes a conveniencia.

Algunas de las células nerviosas, los receptores reciben información directa del exterior, esta información recibe el nombre de estímulo. Así pues, los estímulos son el mecanismo de contacto de un organismo con el mundo exterior. Existen terminaciones nerviosas en casi todas las partes del organismo que se encargan de recibir la información visual, auditiva, táctil, etc. Esta información una vez elaborada pasa a ser tratada como el resto de la información del sistema nervioso y convertida en impulsos electro-químicos, son estos impulsos los que básicamente ponen en funcionamiento la red neuronal del sistema nervioso.

La conectividad entre neuronas es muy elevada, se calcula que en cada cerebro existen alrededor de 100.000 millones de neuronas, conectadas cada una de ellas con alrededor de 10.000 neuronas, lo que forma una red neuronal de un tamaño enorme. La construcción de un dispositivo de características similares es aun imposible con la tecnología actual. Los intentos más cercanos llevados a cabo en redes neuronales artificiales, han sido de sólo 1 millón de procesadores, en los cuales cada procesador se conectaba únicamente con ocho procesadores adyacentes, siendo esta una de las limitaciones que actualmente tienen los sistemas artificiales existentes.

### 7.5.1.3. Redes Neuronales Artificiales (RNA)

Los modelos artificiales basados en redes neuronales artificiales tratan de incorporar los mecanismos biológicos. Esta teoría fue desarrollada por *McCulloch y Pitts (1943)* para la emulación del proceso de actividad nerviosa en redes biológicas, a partir de entonces, ha sido aplicada con éxito a muchos problemas, incluyendo la prevención y predicción de catástrofes naturales como inundaciones, sequías, o como predicciones financieras, de tiempo, etc.

Como cualquier proceso de la naturaleza, el deslizamiento de laderas depende de una gran variedad de parámetros, a menudo, éstos se conocen de forma incompleta o pueden no ser conocidos. Generalmente, la relación entre los factores que intervienen en el proceso y la observación del fenómeno es una relación no lineal. Los métodos estadísticos se basan en una relación lineal entre los parámetros del modelo y las observaciones. Una alternativa a estos métodos son los métodos basados en la Inteligencia Artificial, principalmente las redes neuronales artificiales (*o en inglés, Artificial Neural Networks, ANNs*). Las redes neuronales artificiales son un intento de imitar de manera sencilla el sistema neuronal humano. Pueden ser considerados como algoritmos heurísticos en el sentido que pueden aprender de la experiencia y por lo tanto, pueden reconocer nuevos datos no percibidos (*Kavzoglu y Mather, 2000*).

La evaluación de la probabilidad de los deslizamientos representa la predicción de eventos futuros, a partir de la experiencia de los deslizamientos pasados, lo que supone una aplicación adecuada para las redes neuronales.



La susceptibilidad de deslizamientos está basada en el concepto general de la estabilidad de laderas, en la que se consideran múltiples factores que actúan sobre ella. El modelo de susceptibilidad que emplea redes neuronales analiza los elementos que contribuyeron a los deslizamientos en el pasado. A partir de la información resultante, se puede realizar una predicción de las áreas que pueden ser afectadas en un futuro. Las redes neuronales se definen como “cajas negras”, debido a que no se sabe exactamente cómo aprenden los problemas particulares y aplican las reglas extraídas a los nuevos casos, o cómo obtienen conclusiones a partir de los pesos calculados.

Una red neuronal artificial está caracterizada por un modelo de conexiones entre neuronas o nodos, lo que se denomina *arquitectura neuronal*. Normalmente, la arquitectura de una red neuronal viene definida por una capa de adquisición de datos con un número de nodos de entrada, una capas intermedia u oculta con nodos en la que la información se procesa mediante reglas orientadas y una capa de salida con nodos de los que derivan los resultados del procesamiento de los datos (figura 7.11). Es decir, las capas están formadas por nodos que están interconectados entre sí, donde cada nodo es un elemento básico que dará una respuesta específica a la entrada de los pesos recibidos por otros nodos. Las redes neuronales tienen la capacidad de manejar datos imprecisos y borrosos (*fuzzy*), por lo que pueden trabajar con datos continuos, categóricos y binarios sin que se vea afectada las hipótesis. Así por ejemplo, en la capa de entrada se introducen los factores que determinan la susceptibilidad que pueden ser cuantitativos, cualitativos o binarios. Los nodos de la capa oculta procesarán los datos de la capa de entrada, por ejemplo mediante reglas de ponderación de los factores introducidos, y los nodos de salida obtendrán los datos para la elaboración de un mapa de susceptibilidad.

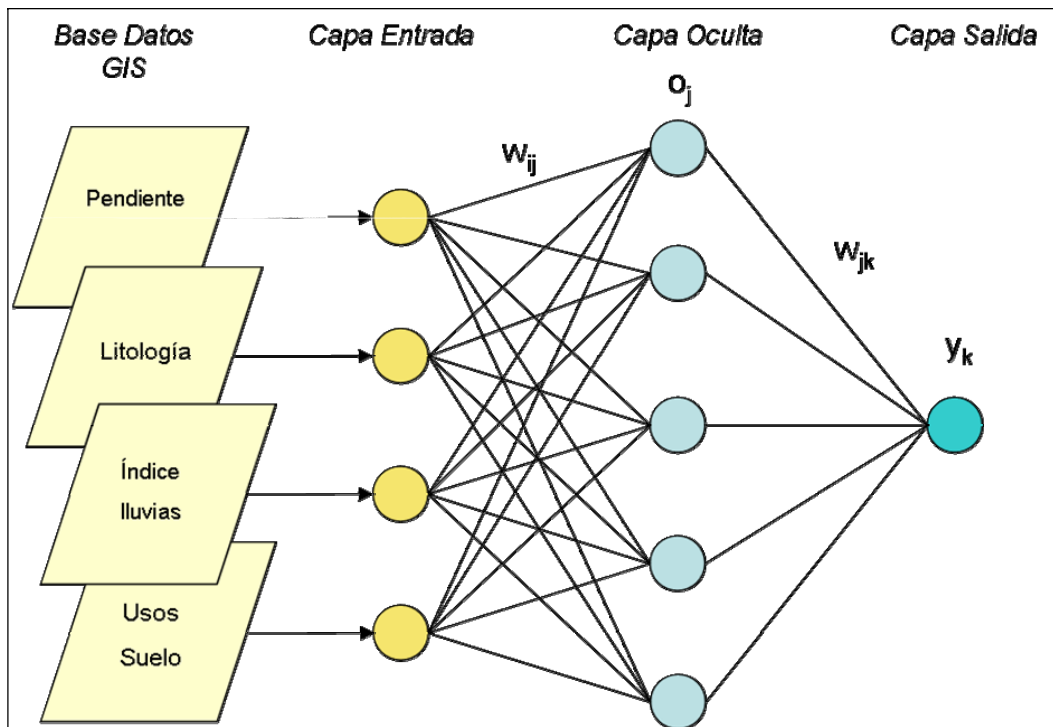


Figura 7.11. Arquitectura de una red Neuronal

El número de nodos en las capas de entrada y salida son normalmente dictados por la naturaleza del problema. Sin embargo, el número adecuado de nodos en la capa oculta no viene determinado de forma evidente y su elección requiere de ensayos previos, algunos de ellos, han sido propuestos por *Baum y Hausler (1989)*. Por lo tanto, a veces el número óptimo de nodos en la capa oculta es alcanzado mediante ensayo y error.

#### 7.5.1.4. Multicapa Perceptrón

Para resolver problemas no lineales donde tenemos más de una capa se emplea la técnica Perceptron Multicapa (*Multilayer Perceptron, MLP*), es un paradigma de red supervisado, es decir, el aprendizaje se realiza presentando a la red pares de la forma (entrada, salida deseada), y el ajuste de los parámetros se realiza por el bien conocido método del gradiente decreciente, a través del algoritmo de retropropagación del error o *backpropagation*. Estas capas son colocadas entre la capa de entrada y de salida (*Basheer y Hajmeer, 2000*). Estas capas intermedias se caracterizan porque no interactúan directamente con las capas externas, es por esto que se llaman capas ocultas (*hidden layers*).

Todas las conexiones entre nodos tienen pesos asociados, los cuales inicialmente son aleatorios. Cuando un valor pasa a través de una conexión, ésta es multiplicada por el peso asociado con dicha conexión. De este modo, los problemas de clasificación no lineal pueden ser resueltos empleando capas ocultas que introducen no linealidad a la red mediante la función de activación. Sin embargo, para poder aplicar el algoritmo de *backpropagation* es preciso que las funciones involucradas (funciones de transferencia en los elementos de proceso) sean diferenciables. Aunque una función de activación puede ser cualquier función no lineal diferenciable, generalmente se utiliza la función de tipo sigmoide. Para la técnica MLP, la función de activación debe ser no lineal, de lo contrario solo podría discriminar linealmente objetos individuales como *Perceptron* que incluye solo capas de entrada y salida.

Las tres fases fundamentales en una red neuronal artificial son la creación, el aprendizaje o entrenamiento y la clasificación. En la fase de creación se definen los nodos que intervienen en cada una de las capas y se define la configuración de la red neuronal. En el ejemplo de la *figura 7.9.*, la definición de la estructura de la red neuronal sería 4 nodos de entrada: pendiente, litología, índice de lluvias y usos del suelo, 5 nodos en la capa oculta y 1 nodo en la capa de salida que representará los píxeles con deslizamientos (valor 1) o no deslizamiento (valor 0).

Una vez que se ha creado la arquitectura de la red, se selecciona un conjunto de elementos (muestras de entrenamiento), que entrenan la red lo que se denomina entrenamiento. A partir del ajuste de la red se obtienen unos pesos que definirán un modelo de susceptibilidad a los deslizamientos. Posteriormente, estos pesos serán utilizados en la fase de clasificación para calcular un modelo con todos los píxeles de la imagen, y obtener finalmente el mapa de susceptibilidad a los deslizamientos.

Existen modelos muy diversos de redes de neuronas, en los cuales se siguen filosofías de diseño, reglas de aprendizaje y funciones de construcción de respuestas muy distintas. Si se realiza una clasificación en función del recorrido que sigue la información dentro de la red, se puede distinguir redes alimentadas hacia delante (*forward-propagation*) y redes con retro-alimentación (*back-propagation*).

#### 7.5.1.5. Algoritmo de Aprendizaje de la Regla Delta Generalizada (Backpropagation)

La característica más importante de una red neuronal es la capacidad de aprender. En el contexto de sistemas artificiales, el aprendizaje puede ser definido como el proceso de actualización de la representación interna de un sistema en respuesta a estímulos externos para que la ejecución de una tarea determinada sea mejorada (*Basheer y Hajmeer, 2000*).

El conjunto de reglas bien definidas que describen el método de adaptación o modificación de los pesos, de acuerdo con el entorno en el que se encuentra la red recibe el nombre de regla de aprendizaje, y su transcripción en forma de procedimiento se denomina algoritmo de aprendizaje.

El algoritmo de aprendizaje define los pesos de la red que serán ajustados entre ciclos de entrenamiento sucesivos. Por lo tanto, el proceso de entrenar es simplemente cuestión de modificar los pesos de conexión sistemáticamente para codificar las relaciones de entrada-salida deseadas (Freeman y Skapura, 1991).

Una de las técnicas de aprendizaje más utilizadas es el algoritmo de propagación hacia atrás o *backpropagation*, también conocido como la regla delta generalizada, desarrollado primeramente por Werbos (1974) y posteriormente por Parker (1985), McClelland et al. (1986) y Rumelhart et al. (1988). Este algoritmo es muy utilizado, algunas de las principales causas son su flexibilidad y adaptabilidad en el modelado de un gran número de problemas. El algoritmo busca la superficie de error definida como una función de pesos, para ello, emplea la técnica del gradiente descendiente para localizar el punto con el mínimo error. Cada iteración en el algoritmo *backpropagation* tiene dos movimientos, uno orientado hacia delante y otro hacia atrás. El ciclo de propagación hacia delante comienza con la introducción de un conjunto de valores de entrada (*input*) a la red. En las capas de salidas (*output*) se inicia el movimiento hacia atrás, donde el error es retroalimentado hacia las capas intermedias hasta las capas de entrada con el fin de ajustar los pesos y así, reducir el error. La iteración se realiza hasta que el error se reduce a un nivel aceptable, dado en términos de un número predeterminado de veces, o mediante un umbral determinado.

Para la explicación del funcionamiento de una red neuronal que emplea el aprendizaje *backpropagation* se ilustra la figura 7.12. En un principio, el nodo receptor suma los pesos de todos los nodos a los que está conectado en la capa precedente. Formalmente, se puede explicar mediante la expresión (ec.7.47),

$$h_j = \sum_i w_{ij} x_i \quad \text{ec. 7.47}$$

donde  $w_{ij}$  representa el peso entre el nodo  $i$  y el nodo  $j$ , y  $x_i$  es el valor del nodo  $i$ .

El valor producido por el nodo  $j$ ,  $o_j$ , es la función de activación,  $f$ , evaluada como la suma producida con el nodo  $j$ ,  $h_j$ .

$$o_j = f(h_j) = f\left(\sum_i^n w_{ij} x_i\right) \quad \text{ec. 7.48}$$

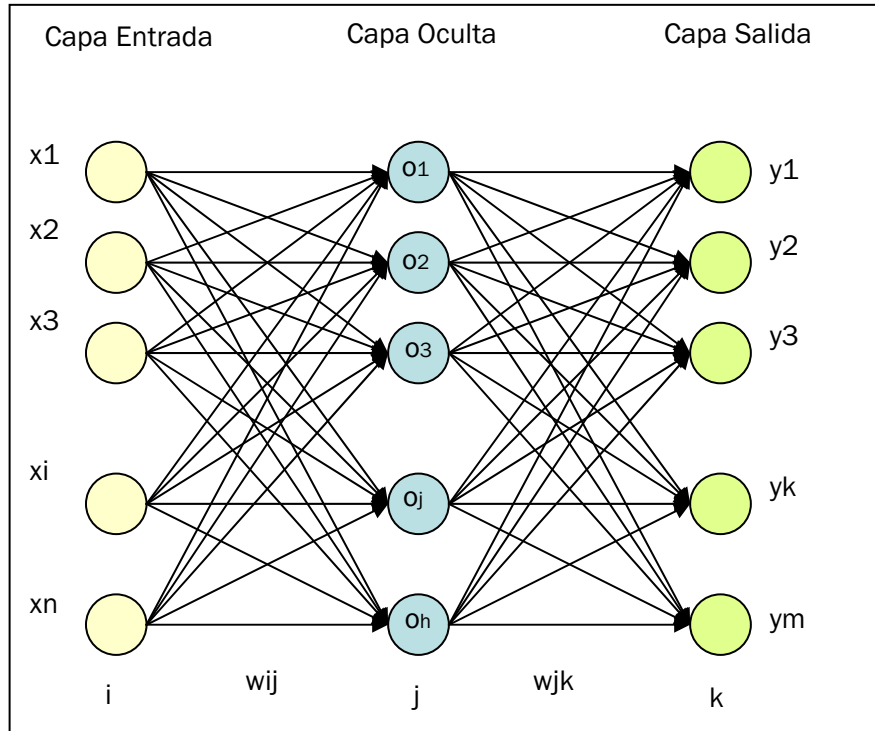


Figura 7.12. Esquema del funcionamiento de una red neuronal

A su vez, el valor de salida  $y_k$  es una función de pesos entre los nodos ocultos y de salida,  $w_{jk}$  y las salidas de los nodos de entrada,  $o_j$ .

$$y_k = f\left(\sum_i^h w_{jk} o_j\right) \quad \text{ec. 7.49}$$

La función  $f$  es la llamada función de activación. Para el perceptrón multicapa, las funciones de activación más utilizadas son la función sigmoideal y la función tangente hiperbólica. Dichas funciones poseen como imagen un rango continuo de valores dentro de los intervalos  $[0,1]$  y  $[-1,1]$ , respectivamente y vienen dadas por las siguientes expresiones:

*Función sigmoideal:*

$$f(h_j) = \frac{1}{1 + e^{-h_j}} \quad \text{ec. 7.50}$$

*Función tangente hiperbólica:*

$$f(h_j) = \frac{1 - e^{-h_j}}{1 + e^{-h_j}} \quad \text{ec. 7.51}$$

La función  $f$  es normalmente una función sigmoideal no lineal que es aplicada a la suma de los pesos de las entradas antes de pasar a la siguiente capa. La principal ventaja de la función sigmoideal (ec. 7.52) es que su derivada puede ser expresada en términos de la siguiente función (ec. 7.53):

$$o_j = f(h_j) = \frac{1}{1 + e^{-h_j}} \quad \text{ec. 7.52}$$

$$f'(h_j) = f(h_j)(1 - f(h_j)) \quad \text{ec. 7.53}$$

El algoritmo de *backpropagation* calcula el error,  $E$  para una capa de entrada mediante la formula (ec.7.54).

$$E = \frac{1}{2} \sum_k (d_k - y_k)^2 \quad \text{ec. 7.54}$$

donde  $d_k$  es el valor deseado de salida del modelo de entrenamiento y  $y_k$ , el vector de salida real del algoritmo *backpropagation* para la capa de entrada  $t$ .

El objetivo principal del algoritmo es minimizar el error cuadrático  $E$ . El caso ideal es conseguir un error igual a cero para todas las muestras de entrenamiento, como esto es prácticamente imposible, lo que se debería de conseguir son unos pesos que nos permitieran que el error fuera mínimo.

El error total de la red es dado por la fórmula (ec.7.55):

$$E_T = \sum_k E \quad \text{ec. 7.55}$$

El error calculado se propaga hacia atrás en la red neuronal para minimizar el error, para calcular de nuevo los pesos entre capas y modificar los existentes. Los pesos son ajustados mediante la ecuación de delta generalizada (ec.7.56):

$$w_{ij}' = w_{ij} + \Delta w_{ij} \quad \text{ec.7.56}$$

$$\Delta w_{ij} = -\eta \frac{\partial E}{\partial w_{ij}} \quad \text{ec.7.57}$$

donde  $\Delta w_{ij}$  es la diferencia incremental del peso y  $\eta$  es el parámetro que controla la velocidad de aprendizaje, es positivo y menor que uno.

Otra forma de incrementar la velocidad de convergencia consiste en utilizar una técnica llamada *momento*. Cuando se calcula el valor de la modificación de peso, se añade una fracción a la modificación anterior. Este término adicional tiende a mantener los cambios de peso en la misma dirección. Los primeros pesos deben ser valores aleatorios, después las ecuaciones de modificación de pesos de la capa salida son calculadas mediante la ec. 7.59:

$$w_{ij}(n+1) = \eta(\delta_j o_i) + \alpha \Delta w_{ij} \quad \text{ec.7.58}$$

$$\delta_j = (d_k - y_k) y_k (1 - y_k)$$

donde  $\eta$  es la velocidad de aprendizaje,  $\delta_j$  es un índice de modificación del error y  $\alpha$  es el parámetro momento.

Este proceso de retropropagación se repite iterativamente hasta que el error de la red se minimice o alcance un umbral aceptable.

Cuando se desarrolla una red neuronal para un problema particular, el conjunto de datos normalmente es separado en dos subconjuntos de datos uno de entrenamiento y otro de validación o *test*. En la fase de entrenamiento, la selección de muestras debe de reflejar los aspectos más relevantes para la resolución del problema en cuestión, mientras que los datos de validación servirán para la evaluación de la red neuronal. La arquitectura de la

red en uso puede ser modificada (elección de nodos en la capa oculta, parámetro de aprendizaje, etc.), consecuentemente, hasta que los ensayos obtenidos sean satisfactorios. A veces, se puede considerar un tercer subconjunto de datos de validación (Gómez y Kavzoglu, 2005), para la evaluación del problema del sobreentrenamiento y determinar el punto donde se para el proceso de entrenamiento.

La red es entrenada en base a las muestras hasta que se obtiene un cierto error entre la salida deseada y la real de la red neuronal. Una vez que finaliza el entrenamiento, el sistema entrenado se emplea para la clasificación. El algoritmo de *backpropagation* es un método de aprendizaje popular por su capacidad de manejar gran volumen de datos.

Este algoritmo minimiza la función del error empleando el método del gradiente descendente (Rojas, 1996). Las dificultades en la definición de una red neuronal está en función de los parámetros de entrada (por ejemplo, número de nodos ocultos, parámetro de aprendizaje y momento) (Skidmore et al., 1997).

#### 7.5.1.6. Estudios de Susceptibilidad a los Deslizamientos de Laderas con RNA

En cuanto a los estudios de investigación se refiere, son muy pocos los autores que han estudiado la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos empleando técnicas alternativas (Mayoraz et al., 1996), como las redes neuronales para resolver los problemas que presentan otras metodologías (por ejemplo, la dificultad de manejar datos categóricos y numéricos). Sin embargo, actualmente hay una tendencia hacia la técnica de redes neuronales para la resolución de problemas no lineales, como son los desastres naturales, en concreto a la evaluación de susceptibilidad o peligrosidad de los deslizamientos de ladera.

Gómez y Kavzoglu, 2005, realizan un estudio para la evaluación del riesgo potencial de deslizamientos, principalmente deslizamientos superficiales, con referencia a los márgenes del río Jabonosa en Venezuela empleando redes neuronales, en concreto un Multicapa Perceptron con el algoritmo de aprendizaje *backpropagation*. Como parámetros de entrada a la inestabilidad de laderas se emplean mapas derivados del Modelo Digital del Terreno (MDT), datos procedentes de imágenes de teledetección y bases de datos, para este estudio se tuvieron en cuenta los usos del suelo, la pendiente, la elevación, el índice de humedad topográfica, las fallas, las formaciones geológicas y los tipos de suelos. Los resultados alcanzados en este estudio son de alrededor del 90% de precisión, lo que indica unos resultados muy satisfactorios. Este estudio ha contribuido a ayudar a los organismos gubernamentales para adoptar medidas de prevención y mitigación en materia de riesgos de deslizamientos en la región.

Un caso de estudio de monitoreo y evaluación de deslizamientos inducidos por lluvias intensas en el Himalaya, empleando una red neuronal con el algoritmo *backpropagation* ha sido desarrollado por Neaupane y Achet (2004). El modelo ha sido generado en *Matlab*, siendo entrenado y comprobado con los datos del área de estudio para la predicción de los movimientos de laderas. El modelo final creado está compuesto por seis nodos en la capa de entrada, dos capas ocultas con cinco y nueve nodos, respectivamente y una capa de salida. La red ha sido entrenada con varios valores 0.001, 0.05 y 0.01, siendo el entrenamiento de 0.01 el más adecuado. El análisis de regresión se calculó para obtener la correlación del análisis, siendo de 0,89. Los resultados indicaron un buen aprendizaje de la red neuronal propuesta. Neaupane y Achet (2004), estiman que para una predicción satisfactoria del comportamiento del suelo, la calidad de los datos de observación de campo debe ser buena, lo que revela que los factores de entrada influyen en los resultados.

Los factores que tiene en cuenta son: la litología, la pendiente, la curvatura, los usos del suelo y factor hidrológico. Estas clases han sido clasificadas en clase nominales, y su intersección genera zonas homogéneas, (Unidades de Condición Única, UCU). Los resultados obtenidos se comparan con los dos tipos de redes neuronales empleadas, con una ligera preferencia para MLP, la cual ofrece una mejor representación, debido principalmente al mejor reconocimiento y reproducción de la forma de los deslizamientos. Sin embargo, el modelo de redes neuronales desarrollado subestima el sector sureste de la cuenca, donde la predicción no es muy buena. Las posibles causas son: problemas en la construcción de la red, variables malas o insuficientes, y/o ruido de datos. Los autores concluyen que la red está bien construida, las variables son conocidas y están bien elegidas, y que la causa puede ser debida al ruido de los datos. Las mejoras que proponen es el análisis de la actividad de los deslizamientos y dando valores a los grados de actividad observados, por ejemplo empleando variables *fuzzy*, en vez de dar un valor absoluto de 0 ó 1. Sin embargo, los modelos desarrollados por las dos tipos de redes neuronales reconocen un alto porcentaje del inventario de deslizamientos, y el resultado es comparado con la predicción y clasificación obtenida en otros métodos (Carrara et al., 1995).

Lee et al. (2004) desarrolla una red neuronal para la evaluación de los pesos de relativos de cada factor susceptible al deslizamiento en el programa Matlab, para posteriormente aplicar el método de probabilidad en un SIG en la región de Yongin, Korea. En este artículo, se explica en detalle la formulación para la determinación de los pesos en el algoritmo *backpropagation*. La red neuronal formada tiene la estructura 7 x 15 x 2 (nodos de entrada, capa oculta y capa salida), el número de iteraciones utilizadas fueron 1000, el error máximo de 0,1 y el radio de aprendizaje de 0,01. Obtenidos los pesos de los factores, se calcula el índice de susceptibilidad al deslizamiento (*Landslide Susceptibility Index, LSI*) y se obtiene un mapa de susceptibilidad a partir de este índice. Los resultados del análisis de deslizamientos, con pesos y sin pesos, son comparados con los datos del inventario de deslizamientos, a partir de dicho análisis se comprueba que los mejores resultados son los obtenidos en el cálculo con pesos.

Arora et al. (2004) realizan una comparación de las metodologías de redes neuronales RNA y el método LHZ (*Landslide hazard zonation*) que se basa en la asignación y jerarquización de pesos en base al conocimiento de campo dado por un experto. En dicho estudio se demuestra la superioridad del método de RNA. También, Yesilnacar y Topal (2005) realizan un estudio comparativo para la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos, empleando las técnicas de regresión logística y redes neuronales en la región Hendek (Turquía), donde existe un potencial peligro debido a la existencia de una tubería de gas. Para la configuración de red se exponen los parámetros para definir el número de nodos óptimos en la capa oculta, basados en algunas proposiciones heurísticas (Kavzoglu, 2001), la tasa de aprendizaje y el momento. La regresión logística elimina los factores menos influyentes o no relacionados y evalúa el peso de los factores considerados, a diferencia de la red neuronal que calcula los pesos de las capas de entrada en una capa salida. Aunque los dos métodos predicen con altos porcentajes la susceptibilidad de la región de estudio, los resultados obtenidos mediante redes neuronales, son más realistas, pues los factores que mayor influencia tienen al deslizamiento están de acuerdo con la observación de campo. Melchiorre et al., 2008 emplean la metodología de RNA junto con un análisis de agrupamiento de muestras (*clustering*) para la mejora del entrenamiento y la validación de la red.

En ingeniería geotécnica, Ni et al., 1995, desarrolla un modelo basado en una red neuronal *fuzzy* para identificar y evaluar las potenciales fracturas en la ladera. Juang y Chen (1999) desarrollan modelos para la evaluación de la resistencia a la licuefacción y ensayos de penetración (CPT) con una amplia base de datos. También, en estudios más recientes se

ha estimado el radio de resistencia cíclica (CRR) empleando parámetros de suelo para definir la función de estado límite para la evaluación de la resistencia a la licuefacción de suelos arenosos (Juang et al., 2000a,b).

#### 7.5.1.7. Ventajas e Inconvenientes de las RNA

Numerosos métodos han sido desarrollados para la determinación de modelos de susceptibilidad a los deslizamientos como los métodos heurísticos, geomorfológicos, determinísticos y aproximaciones estadísticas. Sin embargo, actualmente hay una creciente necesidad de buscar métodos más sofisticados en el tratamiento de parámetros de diversa naturaleza que intervienen en este tipo de estudios ante las restricciones de los métodos existentes. Los métodos geomorfológicos y heurísticos están basados en las propiedades intrínsecas de los factores susceptibles a los deslizamientos, el principal problema es el insuficiente conocimiento del área de interés, lo que conlleva a generalizaciones no muy adecuadas.

Una de las desventajas de las redes neuronales es que requieren de la definición de unos parámetros previos a la aplicación de la metodología. Así por ejemplo, hay que decidir la arquitectura más apropiada, el número de capas ocultas, el número de nodos por capa, las interconexiones, la función de transformación, etc. Las técnicas estadísticas convencionales, sin embargo, sólo requieren de la extracción y normalización de una muestra de datos.

Otras de las limitaciones son la reproducción de los resultados e interpretación poco sencilla de los pesos calculados. Por otro lado, los métodos estadísticos emplean muestras de datos basados en relaciones entre la variable dependiente, es decir la presencia o ausencia de deslizamientos, y las variables independientes. Las combinaciones de estos parámetros se realizan estadísticamente aplicándose a áreas que actualmente están libres de deslizamientos, pero con condiciones similares a las áreas deslizadas en el pasado (Turner y Jayaprakash, 1996).

La principal ventaja de las redes neuronales es que son capaces de aprender de la experiencia, generalizando de casos anteriores a nuevos casos, a partir de la abstracción de las características esenciales de los nodos de entradas. Esto hace que ofrezcan numerosas ventajas y que este tipo de tecnología se esté aplicando en múltiples áreas.

Estas ventajas se pueden resumir:

- Aprendizaje adaptativo: Una de las características más importantes de las redes neuronales es la capacidad de aprender a realizar tareas basadas en un entrenamiento o una experiencia inicial. En el proceso de aprendizaje, los pesos de las neuronas se ajustan de manera que se obtengan unos resultados específicos. Una red neuronal no necesita un algoritmo para resolver un problema, ya que ella puede generar su propia distribución de los pesos de los enlaces mediante el aprendizaje.
- Autoorganización: Las redes neuronales usan su capacidad de aprendizaje adaptativo para organizar la información que reciben durante el aprendizaje y/o la operación. Una red neuronal puede crear su propia organización o representación de la información que recibe mediante una etapa de aprendizaje. Esta autoorganización provoca la facultad de las redes neuronales de responder apropiadamente cuando se les presentan datos o situaciones a los que no habían sido expuestas anteriormente.



- Tolerancia a Fallos: Comparados con los sistemas computacionales tradicionales, los cuales pierden su funcionalidad en cuanto sufren un pequeño error de memoria, en las redes neuronales, si se produce un fallo en un pequeño número de neuronas, aunque el comportamiento del sistema se ve influenciado, sin embargo no sufre una caída repentina. Hay dos aspectos distintos respecto a la tolerancia a fallos: primero, las redes pueden aprender a reconocer patrones con ruido, distorsionados, o incompleta. Segundo, pueden seguir realizando su función (con cierta degradación) aunque se destruya parte de la red.
- Operación en tiempo real: Los computadores neuronales pueden ser realizados en paralelo, se diseñan y fabrican máquinas con hardware especial para obtener esta capacidad.
- Fácil inserción dentro de la tecnología existente: Debido a que una red puede ser rápidamente entrenada, comprobada, verificada y trasladada a una implementación hardware de bajo costo, es fácil insertar red neuronal para aplicaciones específicas dentro de sistemas existentes (por ejemplo, chips).

Las nuevas técnicas, como son las redes neuronales, se han aplicado con mucho éxito en el campo de la geografía, siendo una herramienta muy eficiente en geomorfología para la identificación de áreas susceptibles a deslizamientos (Gómez y Kavzoglu, 2005). Una de las principales ventajas de las redes neuronales para la determinación de la susceptibilidad de deslizamientos es que las redes neuronales son no lineales y por lo tanto son capaces de manejar datos de modelos complejos. Además, es posible identificar modelos de un conjunto de datos de entrenamiento, mientras que con la utilización de otros métodos convencionales estadísticos esto no es posible.

Las redes neuronales son capaces de tomar un conjunto de datos específicos y generalizar una solución, lo que permite la resolución de problemas con modelos desconocidos en el conjunto de datos. Asimismo, las redes neuronales tienen un gran potencial cuando se emplean con datos de campo, esto se debe a que las redes neuronales pueden extraer la información contenida en los datos automáticamente. Otra característica importante es que los datos continuos, próximos a continuos y categóricos pueden utilizar redes neuronales sin interferir en ninguna hipótesis del modelo.

Sin embargo, las redes neuronales tienen algunos inconvenientes, algunos de los cuales pueden ser resultados inconsistentes debido a la inicialización aleatoria de los pesos, lenta convergencia, dificultades en el diseño de la estructura de la red y en la determinación del parámetro de aprendizaje óptimo. Por lo tanto, el empleo de redes neuronales requiere de un cierto grado de experiencia en su utilización.

Respecto al algoritmo de *backpropagation*, a pesar de su versatilidad, a veces se puede tener problemas en la velocidad de aprendizaje y en garantizar su convergencia. Esto puede ser debido a que el parámetro de aprendizaje no sea el óptimo, o que el algoritmo no esté bien definido en cuanto a la determinación del número idóneo de nodos ocultos. Por lo tanto, a veces la manera de llegar a determinar el parámetro de aprendizaje y el número óptimo de nodos ocultos es mediante ensayo y error (Neaupane y Achet, 2004)

Las redes neuronales tienen muchas ventajas si se comparan con los métodos estadísticos (Lee et al., 2004). Las redes neuronales son independientes de la distribución estadística de los datos y no necesitan variables estadísticas específicas. Las redes neuronales definen las clases designadas mejor que si se considera la distribución de datos en su correspondiente dominio (Zhou, 1999). Asimismo, se puede obtener un análisis de precisión aunque dispongamos de un conjunto pequeño de áreas de entrenamiento de los

datos. Comparadas con los métodos estadísticos, las redes neuronales necesitan menos datos de entrenamiento para el análisis (Paola y Schowengerdt, 1995).

### 7.5.2. CONJUNTOS DIFUSOS (FUZZY SET)

La mayoría de los fenómenos son imprecisos, es decir tienen implícito un grado de difusidad e incertidumbre en la descripción de su naturaleza. Es así que, la incertidumbre, inherente en los fenómenos naturales, es difícil de evitar cuando se construyen modelos computacionales para estudiar y simular sus comportamientos (Malpica y Alonso, 2007). La incertidumbre se puede definir como consecuencia de algún tipo de deficiencia de la información.

La lógica borrosa permite manejar información vaga o imprecisa, utilizando para ello, reglas matemáticas. Estas reglas pueden ser aprendidas con sistemas adaptativos que aprenden de determinadas acciones o pueden ser formuladas por un experto. La lógica borrosa es entonces definida como un sistema matemático que aplica funciones no lineales, para convertir unos datos de entrada en salidas acordes con los planteamientos lógicos que usa el razonamiento aproximado.

En los años 60, con el incremento de la capacidad computacional de los ordenadores, surge la necesidad de crear teorías para modelizar el pensamiento humano. La lógica y las matemáticas clásicas presentaban unos modelos muy rígidos para este nuevo fenómeno de interés científico: la incertidumbre con que se desarrolla toda actividad humana. Zadeh (1965), es el primero que plantea y desarrolla la teoría de los conjuntos difusos. Las publicaciones relativas al campo de los conjuntos difusos y los métodos derivados han experimentado un crecimiento exponencial en los últimos años. Por lo que multitud de aplicaciones en el campo de la ingeniería utilizan las técnicas difusas o tratan con la incertidumbre, como la Teoría de la Evidencia. La formalización de la incertidumbre es desarrollada en los años 80 con los trabajos de Higashi y Klir (1982), Höle (1982) y Yager (1983). En los años 90, se le da el nombre de teoría generalizada de la información (Klir, 1991).

La lógica difusa es particularmente útil en sistemas expertos y otras aplicaciones de inteligencia artificial. La lógica difusa está fundamentada en la teoría de los conjuntos difusos, según esta teoría, el grado de pertenencia de un elemento a un conjunto viene determinado por una función de pertenencia que puede tomar los valores reales comprendidos en el intervalo [0,1].

La teoría de conjuntos difusos (*fuzzy set*) es una generalización de la teoría de los conjuntos clásicos, en vez de decir que un elemento pertenece o no a un conjunto se dice que un elemento tiene un grado de pertenencia a ese conjunto. Ese grado de pertenencia de un elemento  $x$  a un conjunto borroso  $A$  viene dado de la manera siguiente:

$$A : \Omega \rightarrow [0,1] \quad \text{ec.7.59}$$

donde  $A(x)$  denota el grado de pertenencia de  $x$  a  $A$  para cada  $x \in \Omega$ , siendo  $\Omega$  el conjunto universal de la teoría clásica. El desarrollo de la teoría borrosa y su notación son parecidas al de la teoría clásica de conjuntos.

Es conveniente distinguir entre teoría de conjuntos borrosos y medidas borrosas. Dado el conjunto universal  $\Omega$  y una familia no vacía de subconjuntos  $C$  de  $\Omega$  (generalmente con

una estructura algebraica adecuada) una medida borrosa  $g$  en  $(\Omega, \mathcal{C})$  es una función  $g : \Omega \rightarrow [0,1]$  que verifica los siguientes requisitos:

$$\text{Condición de frontera: } g(\emptyset) = 0 \text{ y } g(\Omega) = 1 \quad \text{ec.7.60}$$

$$A \subseteq B \text{ entonces } g(A) \leq g(B) \quad \text{ec.7.61}$$

De estas medidas surgen tres tipos de teorías: teoría de la evidencia, teoría de la probabilidad y teoría de la posibilidad.

### 7.5.2.1. Teoría de la Evidencia o Dempster-Shafer

#### 7.5.2.1.1. Fundamentos Teóricos

Los métodos basados en la Teoría de *Dempster-Shafer* son los más importantes dentro de los clasificadores que estudian la incertidumbre. En los años 60, comienza la formalización de la incertidumbre por diversas teorías: *Zadeh (1965)* en conjuntos borrosos (*fuzzy*) y *Dempster (1968)* en funciones de creencia (*Belief*).

En los años 70, el desarrollo de esta teoría fue más allá por *Shafer* siendo un referente la publicación del libro de *Shafer (1976)*, en cuanto a las funciones de creencia o Teoría de la evidencia (TE), también llamada teoría de *Dempster-Shafer*. La TE intenta solucionar las dificultades a la hora de fijar unas probabilidades a priori que exige la aplicación del teorema de Bayes.

La Teoría de *Dempster-Shafer* es una extensión de la teoría de probabilidad bayesiana, que permite la expresión de determinación de la incertidumbre como ignorancia del conocimiento (*Gordon y Shortliffe, 1985, Lee et al., 1987*). Esta teoría se basa en la existencia de la ignorancia en el campo del conocimiento, y en que la creencia de la hipótesis no es necesariamente el complemento de la negación de la creencia. A su vez, la TE se puede considerar un caso particular de la teoría difusa (*Yen, 1990*).

La TE viene a solucionar las dificultades que se tienen para poder fijar las probabilidades a priori o condicionales que exige la aplicación del teorema de Bayes.

Dado un conjunto universal  $\Omega$  finito, una medida de credibilidad que llamaremos *Bel* (del inglés, *Belief*) es una función de la forma:

$$Bel: \wp(\Omega) \rightarrow [0, 1] \quad \text{ec.7.62}$$

siendo  $\wp(\Omega)$  el conjunto de subconjuntos de  $\Omega$ . La función *Bel* debe cumplir:

$$1. Bel(\emptyset) = 0, Bel(\Omega) = 1 \quad \text{ec.7.63}$$

$$2. Bel(A_1 \cup \dots \cup A_n) \geq \sum_i Bel(A_i) - \sum_{j < k} Bel(A_j \cap A_k) + \dots + (-1)^{n+1} Bel(A_1 \cap \dots \cap A_n) \quad \text{ec.7.64}$$

La expresión 2 (de la ec. 7.64) también se conoce como condición de *superaditividad*. Si  $\Omega$  es infinito, entonces se requiere también que *Bel* sea continua, de lo cual se deduce que:

$$Bel(A) + Bel(\bar{A}) \leq 1 \quad \text{ec.7.65}$$

Para cualquier conjunto  $A \in \wp(U)$ ,  $Bel(A)$  se interpreta como el grado de credibilidad (basado en la evidencia disponible) de que un elemento dado de  $\Omega$  pertenezca al conjunto A o a cualquier subconjunto cuya intersección con A sea no vacía. Por tanto,

$$P(A) \geq Bel(A), \quad \forall A \in \wp(\Omega) \quad \text{ec.7.66}$$

Por otro lado, asociada a toda medida de credibilidad hay una medida de *plausibilidad*,  $Pl$ , definida por la ecuación:

$$Pl(A) = 1 - Bel(\bar{A}) \quad \text{ec.7.67}$$

Las medidas de credibilidad y plausibilidad se pueden caracterizar por la siguiente función:

$$\begin{aligned} \mu: \wp(\Omega) &\rightarrow [0, 1] \\ \text{tal que } \mu(\emptyset) &= 0 \text{ y } \sum_{A \in \wp(U)} \mu(A) = 1 \end{aligned} \quad \text{ec.7.68}$$

Esta función se denomina *asignación de probabilidad básica*. Dada una asignación básica  $m$ , los valores de credibilidad y plausibilidad se determinan de forma única:

$$Bel(A) = \sum_{B|(B \subseteq A)} \mu(B) \quad \text{ec.7.69}$$

$$Pl(A) = \sum_{B|(A \cap B \neq \emptyset)} \mu(B) \quad \text{ec.7.70}$$

Por lo tanto, los valores de evidencia vienen dados por una cota inferior denominada plausibilidad, sería una medida de certeza optimista y una cota superior denominada creencia o credibilidad que es una medida de certeza pesimista.

El marco de discernimiento que nos ocupa  $\Omega$ , o conjunto universal, está formado sólo por la creencia ( $Spt$ ), la no-creencia ( $Dis$ ) y la incertidumbre ( $\theta$ ), esto es:

$$\Omega = \{ Spt, Dis, \theta \} \quad \text{ec.7.71}$$

El valor asignado al marco de discernimiento muestra la incertidumbre. Por lo tanto, una completa ignorancia en TE es dado por  $\mu(\Omega) = 1$   $\mu(A) = 0$ ,  $\forall A \neq \Omega$ , mientras que la certeza absoluta vendrá dada por  $\mu(\{x\}) = 1$ , para un elemento particular  $x$ , y por  $\mu(A) = 0$   $\forall A \neq \{x\}$  para un conjunto.

Cuando hay varias fuentes para el estudio del fenómeno, la probabilidad básica para cada fuente es denotada por  $\mu_i$  donde  $i=1, \dots, n$  son las fuentes. Si suponemos que las fuentes son independientes, la TE permite fusionar la información a partir de la fuente  $i$  con otra  $j$ , a través de la suma ortogonal que define la ecuación (*Dempster, 1968*):

$$(\mu_i \oplus \mu_j)(A) = \frac{\sum_{B \cap C = A} \mu_i(B) \mu_j(C)}{\sum_{B \cap C \neq \emptyset} \mu_i(B) \mu_j(C)} \quad A, B, C \in \Omega \quad \text{ec.7.72}$$

Si  $C = \theta$ , donde  $\theta$  es la incertidumbre, entonces  $B \cap C = B$ . La combinación  $\mu_i \oplus \mu_j$ , para un conjunto o elemento A de  $\Omega$  es dado por la suma de los productos de las medidas de los conjuntos B y C cuyas intersecciones coincidan con el conjunto A. La regla de la combinación de evidencias de Dempster es asociada, en la que se pueden asociar capas de dos en dos, donde el orden no importa.

La suma ortogonal resulta intuitiva si se representan las evidencias gráficamente con el cuadrado unidad (figura 7.13) :

		$\mu_j$	
	<i>Spt</i>	<i>Dis</i>	$\theta$
<i>Spt</i>	<i>Spt</i>		<i>Spt</i>
<i>Dis</i>		<i>Dis</i>	<i>Dis</i>
$\theta$	<i>Spt</i>	<i>Dis</i>	$\theta$
	$\mu_i$		

Figura. 7.13. Esquema representativo de la combinación de evidencias.

En un lado del cuadrado se representa un mapa  $\mu_i$ , donde se ponen los valores de las evidencias *Spt*, *Dis*,  $\theta$ . En el otro lado se representa el otro mapa  $\mu_j$ . La combinación  $\mu_i \otimes \mu_j$ , para un elemento del marco de discernimiento viene dado por la suma de las áreas de los rectángulos dentro del cuadrado de la figura que se han marcado con ese elemento.

Si suponemos que tenemos un mapa A, con una certeza A ( $Spt_A$ ) y una plausibilidad ( $Pls_A$ ) debido a A. Para un valor dado del mapa A, la incertidumbre se calcula como la diferencia entre la plausibilidad y la certeza de A,  $\theta_{A=} = Pls_A - Sup_A$ . Y la incerteza (disbelief) como  $Dis_{A=} = 1 - Pls_A$

Por lo tanto, la suma de la certeza, la incertidumbre y la incerteza tienen que ser 1.

$$Sup_A + \theta_A + Dis_A = 1$$

De las formulas anteriores se puede observar que la incerteza es la certeza de que la proposición es falsa, la plausibilidad es mayor o igual a la certeza (support), y donde la plausibilidad y la certeza son iguales, la incertidumbre es cero, y por lo tanto,  $Sup_A + Dis_A = 1$ , luego sería igual que en la metodología de probabilidad bayesiana.

Las evidencias de dos o más mapas pueden ser combinadas empleando la regla de combinación de Dempster. La certeza combinada, plausibilidad, incerteza e incertidumbre pueden ser representadas por separado. Para cada mapa solo dos funciones independientes pueden ser estimadas, normalmente la certeza y la incerteza, o la certeza y la plausibilidad, sin embargo en muchos casos la incertidumbre puede ser calculada a partir de las otras funciones.

Dados dos mapas A y B, la regla de combinación de la evidencia de Dempster para la estimación de la certeza, incerteza y la incertidumbre es expresada en las ec.7.73, ec.7.74 y ec.7.75 (Wright y Bonham-Carter, 1996).

$$Spt_C = \frac{Spt_A Spt_B + Spt_A \theta_B + Spt_B \theta_A}{\beta} \tag{ec.7.73}$$

$$Dis_C = \frac{Dis_A Dis_B + Dis_A \theta_B + Dis_B \theta_A}{\beta} \quad \text{ec.7.74}$$

$$\theta_C = \frac{\theta_B \theta_A}{\beta} \quad \text{ec.7.75}$$

donde el denominador para las tres ecuaciones es calculada empleando la ecuación (7.76)

$$\beta = 1 - Spt_A Dis_B - Dis_A Spt_B \quad \text{ec.7.76}$$

siendo  $\beta$  un factor de normalización que asegura la expresión:  $Sup_A + \theta_A + Dis_A = 1$ .

Los SIG que han empleado la teoría de la evidencia se han aplicado fundamentalmente en la exploración de minerales, y han sido tratados en algunos trabajos: *An et al.*, (1991), *An* (1992), *Chung y Moon* (1991), *Chung y Fabbri*, (1993), *Aminzadeh*, 1994 y *Tangestani y Moore* (2002).

*Aminzadeh* (1994), aplica un SIG con la teoría de la evidencia a la búsqueda de petróleo. *Tangestani y Moore* (2002) realizan un estudio empleando a teoría *Dempster-Shafer* para la evaluación de cobre en el área norte de Irán, utilizando para ello, el software *Idrisi*. Los resultados de esta aplicación muestran una fuerte certeza en la parte oeste-central del área de estudio, donde los depósitos de cobre son conocidos. Siendo la plausibilidad alta en la parte oeste-central y coincidiendo con la zona que tiene una gran certeza. Por otro lado, la incertidumbre es baja en la parte oeste-central donde hay muchos más datos, mientras que la incertidumbre es alta en las zonas donde existen muy pocos datos para apoyar la hipótesis de una fuerte certeza o su negación. Por lo tanto, los resultados que tienen mayor plausibilidad y certeza coincide con los depósitos conocidos, asimismo se han determinado algunas posibles localizaciones del mineral que serán estudiados en futuros proyectos.

#### 7.5.1.2.2. Ventajas e Inconvenientes de TE

Una de las principales ventajas comparadas con la metodología de *Fuzzy logic* (*Zadeh*, 1965) es que el usuario puede representar la incertidumbre junto con el resto de conocimientos, debido a que el intervalo entre certeza y plausibilidad puede ser considerado como una banda de confianza. La técnica de *fuzzy logic* obtiene un resultado final que consiste en un único mapa, en el que se evalúa la favorabilidad de un determinado fenómeno en varios niveles. Sin embargo, las soluciones del método de la TE consta de una estimación conservativa de creencia (*certeza*), una estimación optimista de creencia (*plausibilidad*), y las respectivas incertidumbres (*ignorancias*). Cada mapa es empleado como evidencia para evaluar una proposición que está asociada a una pareja de funciones de creencia (*belief*): la certeza y la plausibilidad. Como inconveniente del método *Dempster-Shafer*, cabe decir que la asignación de probabilidades es difícil en comparación con el método *fuzzy* (*Tangestani y Moore*, 2002), pues se suele hacer de forma subjetiva, por lo que el resultado va a depender de esa asignación inicial.

## PARTE III. APLICACIÓN METODOLÓGICA EN EL SALVADOR

*La ciencia más útil es aquella cuyo  
fruto es el más comunicable.*

*Leonardo Da Vinci*





## 8. INTRODUCCIÓN

En esta tercera parte del trabajo de tesis se presenta el desarrollo de una aplicación práctica realizada en El Salvador, destinada a evaluar la peligrosidad a los deslizamientos de laderas a escala regional, empleando para ello las metodologías que han resultado más idóneas como conclusión de la parte II de la tesis: análisis de regresión logística y redes neuronales.

En una primera fase se aplican estas metodologías estudiadas con los condicionantes del sismo del 13 de enero de 2001, teniendo en cuenta particularmente el movimiento generado por dicho sismo, así como las características de las áreas afectadas (topografía, geología, etc.).

El hecho de disponer de un inventario de deslizamientos producidos en el año 2001, permite contrastar los resultados de nuestra aplicación con las observaciones reales; con la consiguiente calibración de modelos y metodologías. Más concretamente, se compararán los resultados de la aplicación con el inventario existente, a fin de examinar el grado de coincidencia entre las áreas identificadas con mayor peligro y las zonas que han sufrido deslizamiento. El inventario de deslizamientos se emplea para la toma de muestras en la regresión logística, y para el proceso de entrenamiento en la red neuronal artificial en los que se determina la influencia o peso de cada factor en los modelos de peligro, hasta lograr un buen ajuste entre la predicción y la realidad observada.

En una segunda fase, la aplicación se dirige a obtener un mapa probabilista del peligro de deslizamientos asociados a los movimientos predichos con periodo de retorno de 475 años. Dicho mapa refleja el resultado de la predicción de deslizamientos para sismos futuros y movimientos con el 10% de probabilidad de excedencia en 50 años, pudiendo ser de utilidad para la toma de decisiones en planificación urbanística y territorial.

Con estas pautas la aplicación metodológica realizada sigue el esquema de la *figura 8.1* y se plantea estructuradas en los siguientes pasos:

- Elección de un área de estudio donde se aplicarán las metodologías seleccionadas.
- Recopilación y preparación de datos, lo que implica la implementación de un SIG
- Análisis y revisión del inventario de deslizamientos de laderas para sismos del 2001
- Identificación y análisis de los posibles factores condicionantes
- Desarrollo de cálculos y mapas intermedios para definir los factores influyentes en la susceptibilidad
- Elaboración de modelos de susceptibilidad mediante las dos metodologías: técnicas de regresión logística (RL) y redes neuronales artificiales (RNA).
- Validación de los modelos y análisis de la influencia de las variables que intervienen en la susceptibilidad en los modelos resultantes.
- Cálculo del factor detonante asociado al terremoto del 13 de enero de del 2001, es decir, caracterización del movimiento sísmico que generó el disparo de los deslizamientos para el escenario de aplicación. Esto supone un análisis determinista de la peligrosidad para ese escenario concreto.
- Elaboración de modelos de peligrosidad a los deslizamientos para el terremoto del 2001 y calibración de los mismos por contraste con el inventario.
- Aplicación de los modelos calibrados al cálculo de un mapa de probabilidad de peligro de deslizamiento para sismos futuros. En este caso el factor detonante se evalúa por medio de un análisis probabilista de la peligrosidad sísmica.

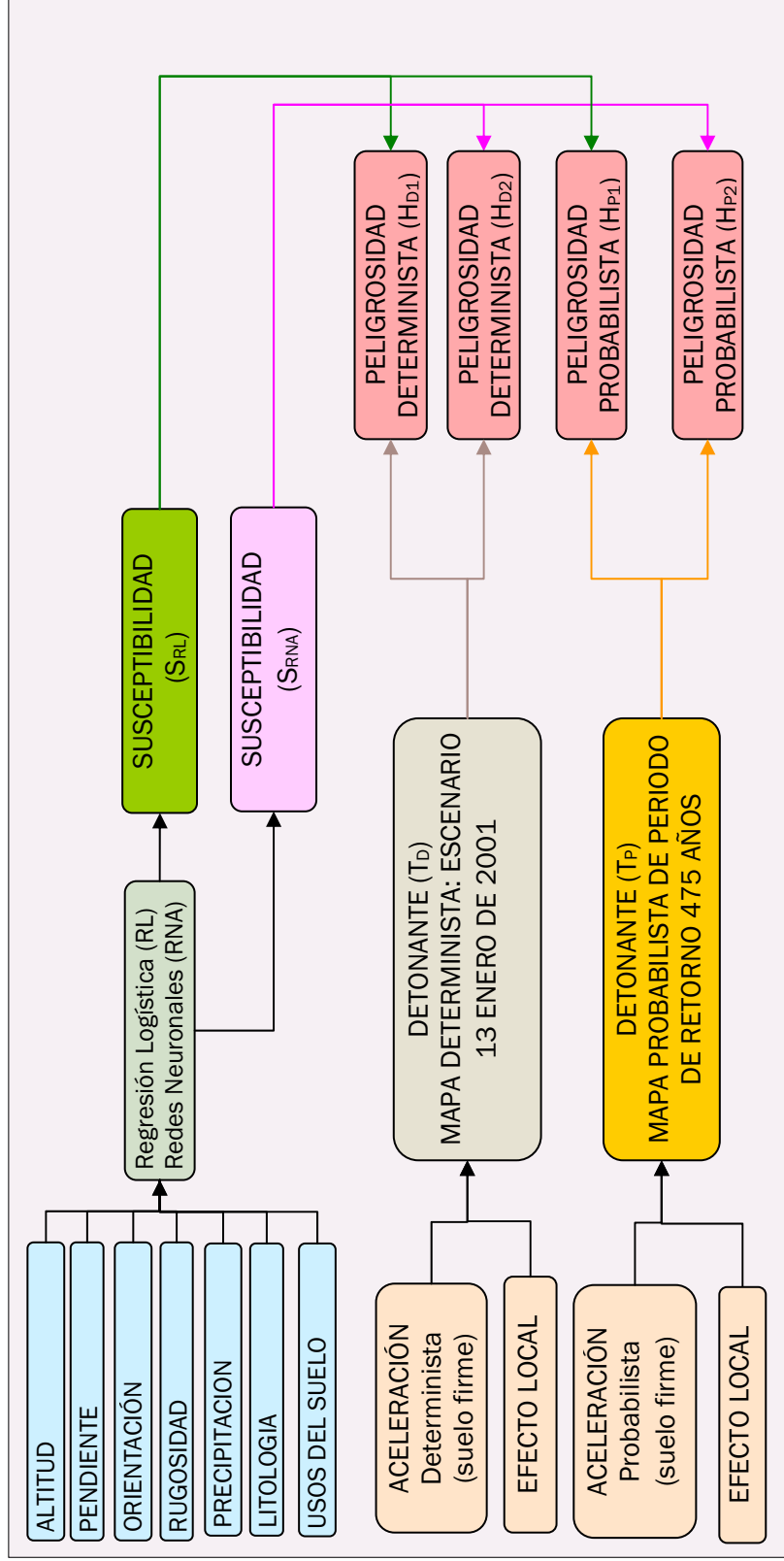


Figura 8.1. Esquema de la Metodología aplicada para la evaluación de la Peligrosidad de deslizamientos.



## 9. CONTEXTO DE LA APLICACIÓN

El Salvador es el país más pequeño y más densamente poblado de América Central, con un área superficial de 21.041 km<sup>2</sup>. Está localizado en el istmo de la Costa del Pacífico, limitado al oeste por Guatemala, al norte y este por Honduras y al este por el Golfo de Fonseca. Geográficamente está ubicado entre las coordenadas, latitud: 13° 9' N/ 14° 26' N y longitud: 87° 43' E/ 90° 08' E (*figura 9.1*). Su capital, San Salvador, es la ciudad de mayor población del país, con cerca de dos millones de habitantes. Esta población corresponde a casi una cuarta parte de la población total del país, la cual fue estimada en 7.200.000 habitantes a principios del 2008 (*Fuente: Dirección General de Estadística y Censos. División de Estadísticas Sociales (DES)*). El país se divide administrativamente en 14 departamentos, dentro de los cuales existen 262 municipios. San Salvador está ubicado entre el Volcán Boquerón y el Lago Ilopango, en el área conocida como Valle de las Hamacas que desde 1539, ha sido la más afectada por eventos sísmicos en Latinoamérica. Además de la capital, se pueden citar otras ciudades con un número significativo de habitantes, como Soyapango, Santa Ana, San Miguel y Nueva San Salvador (Santa Tecla).

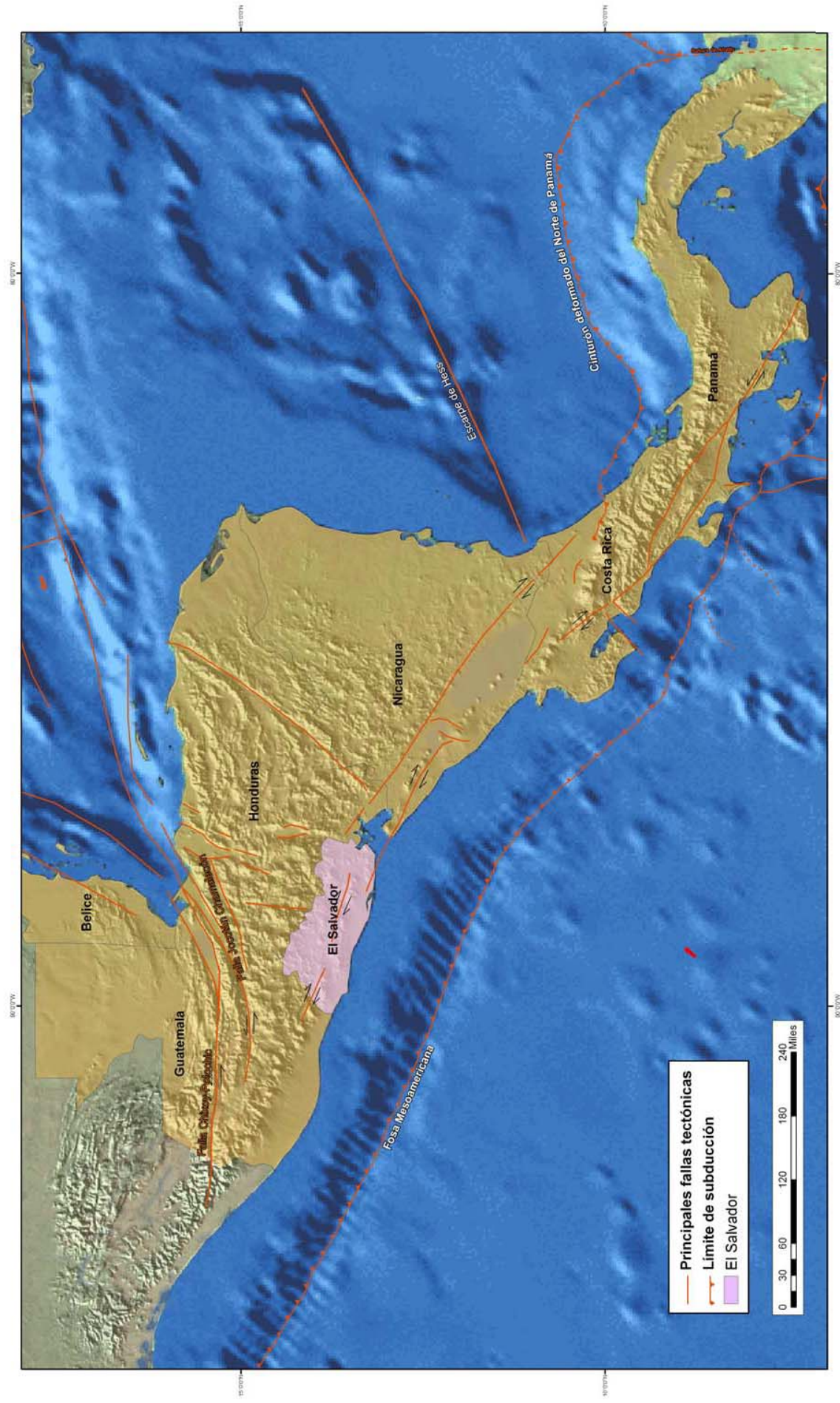


Figura 9.1 Mapa geográfico y tectónico de Centroamérica con referencia al contexto de la aplicación: El Salvador.

Casi toda la extensión de este país está asociada a una alta frecuencia de fenómenos geodinámicos: terremotos, erupciones volcánicas, derrumbes, erosiones del suelo, etc., y otros de origen meteorológico: huracanes, inundaciones, etc. Si a estos fenómenos añadimos los efectos producidos por la mano del hombre, como pueden ser la contaminación y la degradación del medio ambiente (deforestación, etc.), podríamos considerar el territorio salvadoreño como un país con un índice de peligrosidad a diferentes fenómenos naturales muy elevado.

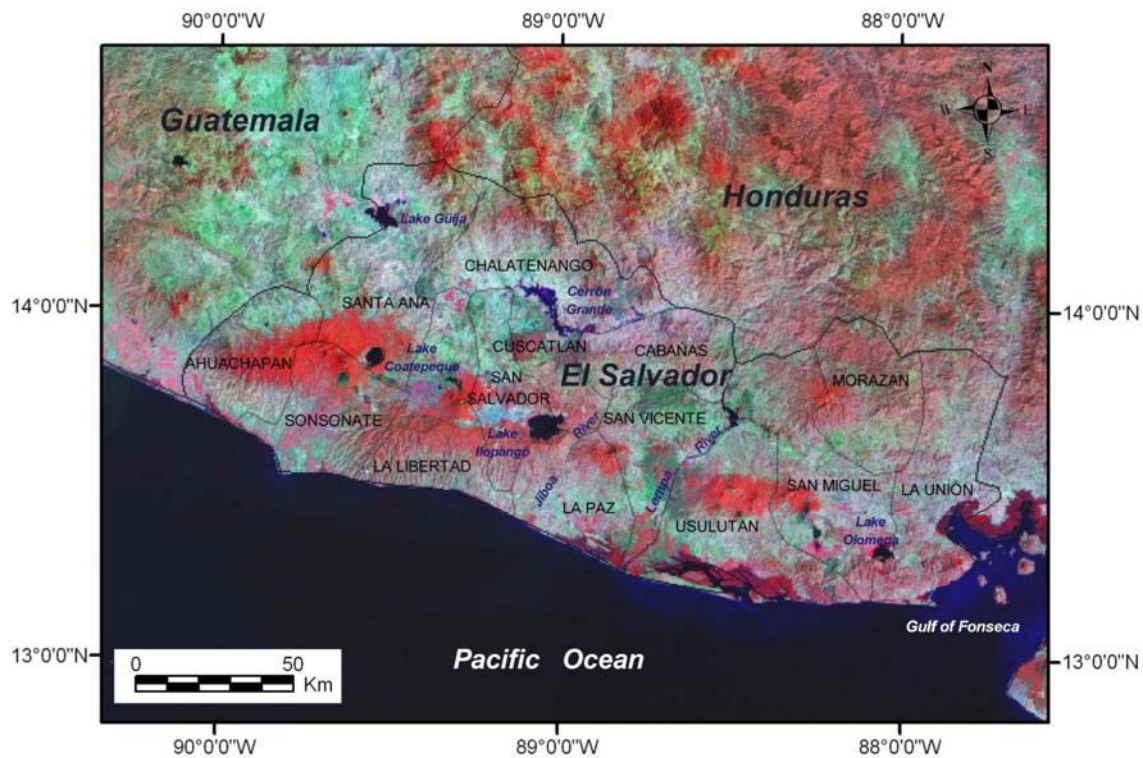
Describimos a continuación las principales características de los aspectos más determinantes del peligro de deslizamientos en el país: tectónica, morfología, geología, geotecnia, sismicidad y precipitaciones.

## 9.1. Tectónica

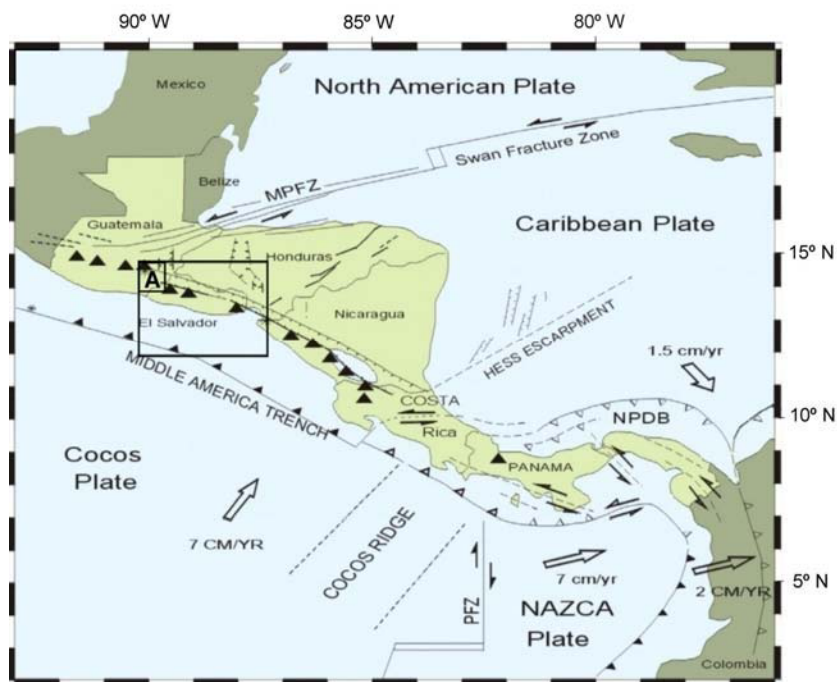
El Salvador se encuentra situado en El Cinturón de Fuego del Pacífico, en una zona de confluencia de placas, donde se produce subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe (*figura 9.2*). Es una zona donde la placa de corteza oceánica (Cocos) subduce bajo la capa de corteza continental (Caribe), hundiéndose a gran velocidad geológica. En zonas como ésta, de fricción de placas, se produce un fenómeno de acumulación de enormes tensiones que se libera cada cierto tiempo en forma de sismos. El Cinturón de Fuego del Pacífico se inicia en los Andes, en las costas del sur de Chile, sigue por las cadenas de Perú, Ecuador, y cordillera de Colombia, se extiende por Centroamérica y Norteamérica, y rodea al Pacífico llegando a la altura de las Islas Aleutianas para continuar por Asia Oriental, Indonesia y Nueva Zelanda, y recorriendo el perímetro de la Antártida, completa la trayectoria de nuevo en Chile.

En El Salvador, la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa del Caribe provoca diferentes fenómenos: por una parte una intensa actividad sísmica y por otra, la fusión de rocas de la corteza terrestre sometidas a altas temperaturas y presiones, siendo la Cordillera volcánica de El Salvador el resultado de este proceso.

Otros factores que influyen en la geología de El Salvador son la interacción de las placas del Caribe y la de Norte América en el norte de Guatemala, generando una zona de cizalla sinistral de rumbo E-O a NE-SO en la que se ubica el sistema de *fallas Motagua-Polochic* (19-20 m/año; *DeMets, 2001*) y la subducción de la placa de Norte América por debajo de la placa del Caribe. La placa de Cocos se mueve hacia la placa del Caribe con una velocidad 73-85 mm/año (*DeMets, 2001*).



a)



b)

Figura 9.2 Localización geográfica y geológica de El Salvador. a) Imagen de satélite de El Salvador (SRTM: Shuttle Radar Topography Mission). Fuente: NASA's Earth Science Enterprise Scientific Data, by Earth Satellite Corporation. <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/> b) Mapa tectónico regional de Centroamérica. Triángulos sólidos indican fallas en las zonas de subducción y colisión, respectivamente. Las flechas grandes indican los vectores de movimiento de las placas, las flechitas negras muestran el sentido de los desplazamientos de las fallas. Los triángulos negros grandes son los volcanes del cuaternario.



## 9.2. Morfología

El aspecto morfológico es considerado como el factor más importante de todos en relación con el peligro de deslizamientos, ya que se requiere una cierta pendiente para que se produzcan los movimientos de ladera o deslizamientos. Las regiones montañosas, por ejemplo, son las zonas más propensas a dichos movimientos. Este factor también se conoce con el nombre de factor topográfico o geométrico. La mayor parte del territorio salvadoreño se caracteriza por una topografía o relieve accidentado, debido principalmente a la alta actividad volcánica y tectónica que presenta, evidenciada por los veintitrés volcanes individuales, cinco campos volcánicos con antecedentes sísmicos y dos lagos de origen volcánico existentes.

La cadena montañosa del norte es considerada parte de la Sierra Madre de América Central, donde destaca la cordillera de Chalatenango, con dirección Este-Oeste, que alberga la mayor altitud salvadoreña -el Cerro Pital (2.730 m)- y la cordillera de Nahuatarique en el noreste sobre la frontera de Honduras.

Su llanura litoral es estrecha y presenta un gran número de pantanos y lagunas. Hasta esta llanura se extienden algunas estribaciones de la Cordillera Costera, que discurre desde la frontera con Guatemala hasta el Golfo de Fonseca. Esta alineación montañosa es interrumpida por numerosos valles, siendo el más destacado el del río Lempa, en la parte central del país. En esta zona se encuentran los volcanes más importantes de El Salvador, como son el de Santa Ana, San Vicente y San Miguel, entre otros. En el centro del país hay una meseta cortada por numerosos valles, entre los que se encuentran, los ríos Lempa y Grande de San Miguel.

Se puede hacer una clasificación morfológica del relieve estructurándolo en cuatro grandes unidades geomorfológicas, además de morfográficas y litológicas (*figura 9.7*):

**La Llanura Costera Aluvial.** Recorre todo el litoral de El Salvador de Oeste a Este.

**La Cadena Costera.** Describe una alineación montañosa paralela a la costa, con abundante presencia de volcanes.

**La Meseta Central.** Es un gran graben, encajado entre la cadena Costera y la Cordillera Fronteriza, drenado fundamentalmente por el río Lempa.

**La Cadena Volcánica Septentrional o Cordillera Fronteriza.** Se trata de la cadena montañosa que se encuentra en la frontera con Honduras, alcanza grandes altitudes y en ella también encontramos volcanes jóvenes.

### 9.2.1. LA LLANURA COSTERA ALUVIAL

La Llanura Costera se extiende en una faja de 200 km de litoral desde el río Paz, en la frontera de Guatemala, hasta el Golfo de Fonseca, en el otro extremo oriental. Se perfila como un suave glacis, que desciende desde unos 150 m hasta el nivel del mar. El origen de la llanura es aluvial, con aportaciones de materiales procedentes tanto de los grandes cursos que llegan del interior, como de las torrenceras de los edificios montañosos inmediatos. Los materiales aluviales ocupan varios metros de espesor y se disponen sobre series inferiores donde alternan con lavas, tobas y coluviones, más frecuentes, hacia el interior.

Geomorfológicamente presenta tres unidades, que se disponen en franjas paralelas del interior al litoral:

Las *llanuras antiguas o superficies de piedemonte* tienen una topografía ondulada, con una pendiente que oscila entre el 6 y 12 %, mayor en las cercanías de las quebradas y faldas de los cerros, formando en la actualidad pequeños valles cerrados en los que podemos encontrar lagunas de pequeñas dimensiones.

Las *llanuras aluviales* principales comprenden valles sin disección que varían de las amplias llanuras de los ríos que proceden del interior a los valles más estrechos de los cursos menores que nacen en los macizos montañosos inmediatos.

Las *planicies de inundación* que rodean el Golfo de Fonseca y las inmediaciones de la Bahía de Jiquilisco, cuyas pendientes no superan el 2% y están constituidas por capas de aluvi6n. La acci6n del mar tambi6n ha tenido una influencia predominante en la formaci6n de sus manglares. La parte central de la Llanura Costera es la zona m6s amplia, est6 formada principalmente por los materiales aluviales de los r6os Lempa y Jiboa. Al Este, la llanura cambia su fisonom6a al interponerse hacia el mar una alineaci6n orogr6fica menor, quedando convertida en un amplio corredor recorrido longitudinalmente por el r6o Grande de San Miguel, que forma extensas planicies de aluvi6n reciente, sujetas a inundaciones.

## 9.2.2. LA CADENA COSTERA

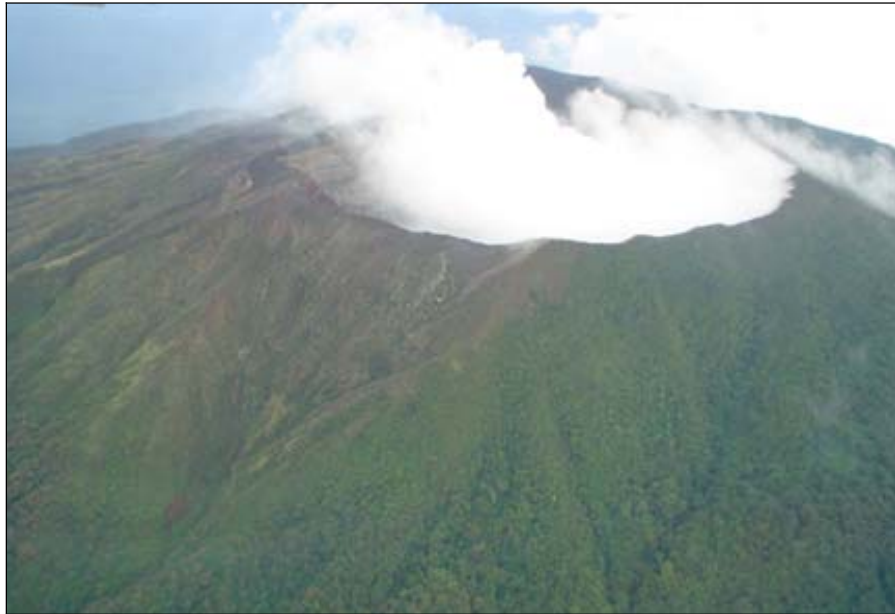
Esta unidad se extiende paralela a la costa a una distancia de 15 a 40 km, desde Guatemala hasta el Golfo de Fonseca. Es un sistema estructural volc6nico-tect6nico donde se ubican los principales volcanes del pa6s, adem6s de los m6s importantes lagos. Estratigr6ficamente est6 formada por una serie principal con un espesor de m6s de 1.500 m, que recibe el nombre de Estrato del B6lsamo, integrado por lava andes6tica, tanto en aglomerados densos como en capas finas, estratos de toba e intercalaciones de ignimbrita. Sobre esta formaci6n pliocena se dispone una serie compuesta por arcilla roja y productos pirocl6sticos volc6nicos de edad pleistoc6nica en bancos de 20 a 40 m de espesor.

La Cadena Costera, consta de tres macizos orogr6ficos independientes, que de Este a Oeste se identifican con el nombre de ***Tacuba-Apaneca, El B6lsamo y Jucuar6n-Intipuca.***

En la cadena se insertan formaciones volc6nicas de tipo central, donde es f6cil localizar el foco de actividad. Se individualizan m6s de 50 volcanes, como son Santa Ana, Izalco, San Salvador, San Vicente y San Miguel; algunos de ellos todav6a se encuentran activos (*figura 9.6*). El car6cter de las lavas producidas es bas6ltico y la mayor6a de los productos pirocl6sticos son de car6cter dac6tico. Existen tambi6n depresiones volcano-tect6nicas, tales como los Lagos de Ilopango y Coatepeque. El flanco meridional de esta cadena monta6osa est6 formada por muchos ca6ones profundos y paralelos, por los que corren los cursos de agua que drenan hacia el mar.

***La Cordillera Tacuba-Apaneca,*** es un conjunto orogr6fico integrado por dos cadenas conectadas, la de Tacuba al Oeste y la Apaneca al Este. La cordillera de Tacuba est6 separada de la l6nea costera unos 30 km, alcanza 1.400 m de altitud en la Cumbre del Caballo, y limita con la frontera oeste de Guatemala. La topograf6a es muy accidentada, con una espina longitudinal de la que se separan valles y lomas transversales que caen abruptamente hac6a el oc6ano, dando lugar a profundas gargantas y hondonadas. La pendiente norte se presenta m6s suave. Esta Cordillera de Apaneca se encuentra en el extremo oriental de este conjunto y est6 formada por unos 14 volcanes geol6gicamente j6venes. En ella se localiza el Parque Nacional de los Volcanes, que se extiende desde el volc6n Cerro Grande de Apaneca hasta la Caldera del Lago Coatepeque, en la regi6n centro-occidental de El Salvador integrando los volcanes de Santa Ana, Izalco, y Cerro Verde.

El *Volcán de Santa Ana*, también denominado *Iamatepec*, es el volcán más alto del país, con 2.381 m (*figura 9.3*). En su falda sur y sureste se encuentran los volcanes de *Izalco* y el *Cerro Verde*. Este volcán entró en erupción recientemente, en octubre de 2005. Las erupciones históricas han sido moderadas explosivas freáticas y freatomagmáticas, donde el agua superficial o subterránea interactúa con el magma y se produce la emisión de gases, cenizas, escorias y bombas volcánicas.



*Figura 9.3. Volcán de Santa Ana (<http://www.salvanatur.org>).*

El *Volcán de Izalco* está tan sólo a 25 km de la costa, y es conocido como *El Faro* porque sus explosiones y ríos incandescentes de lava eran visibles desde muchas millas mar adentro. Este volcán estuvo activo de 1945 a 1965 y alcanza una altura de 1985 m.

La *Caldera Coatepeque* abarca una superficie de 70 km<sup>2</sup>, se formó durante una serie de erupciones de carácter riolítico y aunque después de su formación ha habido erupciones que han creado conos de cenizas basálticas y flujos de lava cerca de su margen occidental, actualmente está prácticamente inactiva (*figura 9.4*).



Figura 9.4. Vista aérea del volcán de Izalco, atrás el cerro Verde y al fondo el lago de Coatepeque ([www.panoramio.com](http://www.panoramio.com)).

**La Cordillera de El Bálsamo**, localizada al suroeste de la capital, presenta una morfología muy escarpada en la vertiente Norte, mientras que en la vertiente Sur es mucho más suave. La parte mas elevada de la cordillera se caracteriza por la presencia de frentes y paredes subverticales en correspondencia con los depósitos piroclásticos. Dichos depósitos se encuentran en disposición subhorizontal sobre una formación de tobas y su espesor varía entre 10 y 40 m. Intercalados hay niveles de pómez de pequeño espesor, que pueden constituir zonas preferenciales de deslizamiento. El nivel de las tobas constituye una capa de base, con grado de compactación y características mucho más altas que sobre las que se asientan.

En esta parte de la Cadena Costera destaca el *Volcán de San Salvador* (figura 9.5), conocido como El Boquerón, que alcanza una altitud de 1.893 m. El volcán es de carácter andesítico, ha crecido dentro de la caldera de 6 km de ancho, y su formación se debe al derrumbe de un volcán más antiguo, hace aproximadamente 40.000 años.



Figura 9.5. Volcán San Salvador ([www.stfrancisdesalescatholicchurch.org](http://www.stfrancisdesalescatholicchurch.org)).

La Cumbre de El Boquerón queda truncada por un cráter escarpado, amurallado de 1,5 km de ancho y 500 m de profundidad. En el interior del cráter se albergaba un lago, que desapareció en la erupción de 1917, dando lugar a un pequeño cono conocido como El Boqueroncito.

La Caldera de Ilopango es una depresión que mide 11 km en dirección Este-Oeste y 8 km en la dirección Norte-Sur, y alcanza una altitud de 438 m. La caldera se encuentra en el margen Sureste del Graben Central, el cual es identificado por los 300-500 m de grandes fallas escarpadas en el borde Sureste del lago. Los bordes del lago presentan unas morfologías semicirculares muy irregulares.

El Volcán de San Vicente, también conocido como Chichontepec, se eleva de forma aislada al SE del Lago Ilopango. Este volcán presenta materiales andesíticos de edad pleistocénica. El volcán de San Vicente, con 2.182 m, es el segundo más alto de El Salvador, y creció dentro de la caldera para formar un volcán doble.

La Cordillera de El Tigre se encuentra en la parte oriental de El Salvador, y en ella hay diferentes picos volcánicos entre los que sobresale el cráter del volcán Chaparrastique o San Miguel. La cumbre del Volcán de San Miguel alcanza una altitud de 2.130 m, siendo éste uno de los más activos de El Salvador. Constituye un edificio alto de forma cónica, con fuertes pendientes y de aspecto joven. Los materiales que lo conforman, consisten en intercalaciones de coladas de lava, de composición basáltica y basáltico-andesítica, cenizas y arenas volcánicas, escorias, bloques y bombas que se apilan formando un estrato-volcán. El volcán, que se extiende entre la planicie costera al Sur y el Graben Central al Norte, crece en la intersección de fallas geológicas.

**La Cordillera de Jucuarán-Intipucá** se encuentra en la parte sudoriental de El Salvador prolongándose hasta el Golfo de Fonseca. En ella la culminación más destacada es el Volcán de Conchagua, que es el más destacado de la zona, a 4,6 km al sureste de la villa de Conchagua con una elevación de 1.243 m, y se puede considerar extinguido. Está totalmente cubierto de vegetación. La colada de lava que arrojó en tiempos remotos conforma gran parte de la costa situada al pie del volcán, en el Golfo de Fonseca.

El amplio *Golfo de Fonseca* se extiende por El Salvador, Este de Honduras y Sur de Nicaragua. Su singularidad radica en la superposición, sobre el mismo espacio, de los rasgos físicos que en el resto de El Salvador están diferenciados en la Llanura aluvial y la Cadena volcánica Costera. De esa forma se entrelazan verdes y majestuosos manglares sobre terreno aluvial, grandes edificios volcánicos y las consiguientes playas de arena negra.

El litoral, en vez de presentar la barra rectilínea que se perfila en el resto del país, se encuentra salpicado por las islas generadas por las sucesivas manifestaciones volcánicas, alineados en un eje que se extiende desde el litoral salvadoreño hasta el violento volcán *Consigüina* en Nicaragua. Las principales islas de este archipiélago pertenecientes a El Salvador son *Meanguera*, *Meanguerita* y *Conchaguita*.

### 9.2.3. MESETA O GRABEN CENTRAL

Las fuerzas que ejercían compresión por la subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe, produjeron una deformación en la corteza continental, que se tradujo en el surgimiento de una estructura anticlinal orientada este-oeste, donde se fueron desarrollando una serie de fallas con ese mismo rumbo. Las dovelas centrales comenzaron a hundirse de forma gradual, dando paso a la formación del Graben Central o Depresión Central entre el Plioceno Inferior y el Medio (5-3 m.a.).

La parte occidental del graben se extiende desde el Río Paz hasta el lago Ilopango en su extremo más oriental y está formada por un relleno de 400 a 800 m compuesto por pómez, escorias, lapilli, toba y lava, a los que se agregan los materiales coluviales y aluviales. Las lavas, en su mayoría, tienen carácter basáltico-andesítico, en tanto que los productos sueltos, tienen a veces carácter dacítico riolítico. La base física de la zona está formada por un ensamblamiento heterogéneo de rocas volcánicas formadas tanto por erupciones explosivas (extensas carnadas de toba, pómez, cenizas, aglomerado y breccia) como por lavas basálticas y andesíticas.

El *lago de la Güija* se encuentra en la frontera de El Salvador y Guatemala, a una altitud de 430 m y ocupa una superficie aproximada de 45 km<sup>2</sup>. Vierte su caudal en la margen derecha del Río Lempa por otro curso denominado también *Desagüe*. Dos grandes penínsulas estrechan el lago. En la parte salvadoreña, el lago abarca una superficie de 32 km<sup>2</sup>, y en ella se encuentran las islas *Tipa* y *Cintular*. La formación de este lago se debe a la obstrucción de valles y ríos de la zona por una corriente de lava del volcán *San Diego*.

En la meseta se han formado varios embalses drenados principalmente por el río Lempa. Entre ellos están el *Cerrón Grande*, el *Embalse 5 de Noviembre* y el *de 15 de Septiembre*. El *Embalse Cerrón Grande* corresponde a un humedal de origen artificial, fruto de una represa construida sobre el río Lempa con la finalidad principal de la generación de energía eléctrica. Sobre esa planicie descargan las cuencas de numerosos ríos y arroyos que vierten al Lempa.

Entre el *Embalse del 15 de Septiembre* y el *Volcán de San Vicente* se encuentran las llanuras de San Vicente, sustentadas generalmente por rocas piroclásticas del Terciario Superior, que incluyen una serie heterogénea de brecha volcánica, aglomerados y tobas, intercalados con derrames de lava. En la zona localizada en la parte oriental del graben se extienden terrenos con elevaciones de menos de 100 m sobre el nivel del mar. Por lo general, los suelos son profundos y permeables, de estructura franco arenosa y franco arcillosa. Las capas inferiores están constituidas en su mayor parte por cenizas y gravillas volcánicas. En esta llanura destacan dos elevaciones aisladas, una de ellas se encuentra al sur del *Embalse Cerrón Grande* y es el *Volcán de Guazapa*; la otra elevación es una mesa o

cerro conocido con el nombre de *Cerro Cacahuatique*, al norte de la *Sierra de Jucuarán* y al este del *Embalse del 15 de Septiembre*.

#### 9.2.4. LA CADENA VOLCÁNICA SEPTENTRIONAL

La *Cadena Volcánica Septentrional* o *Montaña Fronteriza* ocupa la región que se extiende a todo lo largo del borde norte de El Salvador en su frontera con Honduras y Guatemala. Esta cordillera, que culmina en el *Cerro El Pital* (2.730 m), (*figura 9.6*), constituye una prolongación de la Cordillera Centroamericana que se extiende hacia el sur de Honduras. El relieve presenta cimas angulosas, con pendientes pronunciadas y profundamente disectadas, valles angostos y cañones profundos. Está formada por un grupo diverso de rocas volcánicas y sedimentarias. En la base se encuentran las rocas más antiguas de El Salvador, la Formación Metapán perteneciente al Jurásico Superior y Cretácico Inferior, y que afloran en el extremo noroccidental.

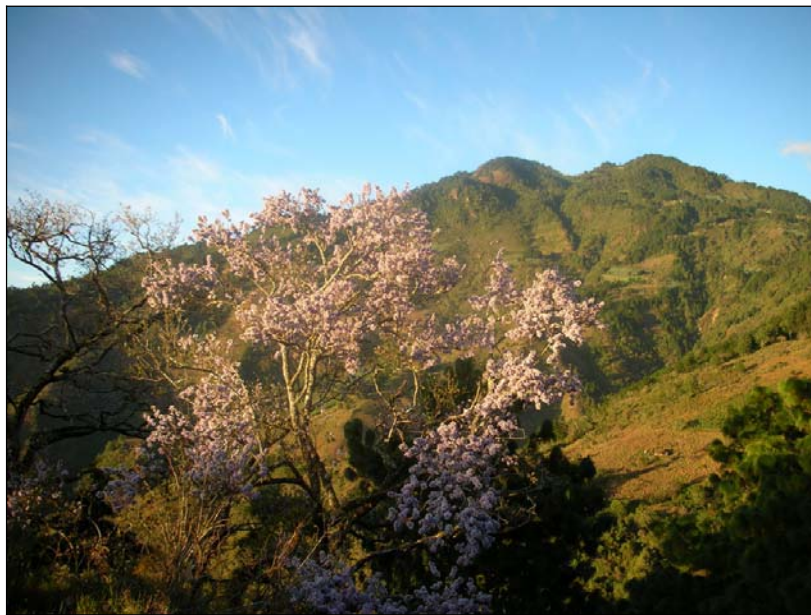


Figura 9.6. Cerro El Pital con una altitud de 2.730m ([www.skyscrapercity.com](http://www.skyscrapercity.com))

Durante la acumulación de las lavas, los ríos fueron erosionando activamente las áreas altas adyacentes y depositando materiales detríticos en las áreas bajas. Estos materiales fueron incorporados con los flujos de lava y rocas piroclásticas como arenisca y conglomerado. Las quebradas profundas y las crestas estrechas determinan la morfología de la zona, debido a la intensidad de las fuerzas erosivas.

En los valles estrechos, se hallan sedimentos recientes y antiguos, estos últimos fuertemente meteorizados. La *Zompopera*, es un barranco que se expande a gran velocidad en el cerro Miramundo, y es zona montañosa compartida por varios municipios de Chalatenango, entre ellos La Palma y San Ignacio. La *Zompopera* está a 9 km de La Palma, cubre un área de aproximadamente 1.080 m<sup>2</sup>, con más de 500 m de profundidad y 550 m de ancho. Es la cárcava más grande de Centroamérica y actualmente es objeto de numerosos estudios, puesto que el riesgo de deslizamiento de sus laderas afectaría a varios municipios del entorno. Los deslizamientos se producen frecuentemente, y se agudizan con los terremotos y las lluvias intensas, provocando el colapso de varios ríos de la zona, lo que puede poner en riesgo una presa cercana. En la zona de Berlín (Usulután) también se da este tipo de morfoestructuras, se producen cárcavas, pero de menores dimensiones. En el noreste del país se elevan los macizos de Nahuaterique-Coroban y

Sabanetas, que alcanzan alturas de hasta 1.900 m. En esta zona destaca la existencia de cascadas y ríos con aguas cristalinas, tales como El Sapo, el Negro y Talchigua.

El mapa geomorfológico de El Salvador se muestra en la *figura 9.7*, representando las cuatro unidades morfológicas: cadena volcánica septentrional, meseta central, cadena costera y llanura aluvial costera. En la *tabla 9.1* se resume la extensión estas unidades morfológicas y sus máximas pendientes.

*Tabla 9.1 Extensión y pendientes máximas de las unidades morfológicas de El Salvador.*

Unidad morfológica	Área		Pendiente máxima
	Km <sup>2</sup>	%	grados
La Cadena Volcánica Septentrional	4.416,58	21,54	82,25
La Meseta Central	7.982,60	38,93	59,07
La Cadena Costera	5.568,08	27,16	69,70
La Llanura Costera Aluvial	2.540,34	12,39	40,55
TOTALES	20.507,60	100,00	

Con excepción de la Planicie Costera, las cuatro unidades restantes presentan condiciones topográficas favorables para propiciar deslizamientos; ejemplo de ello son los grandes deslizamientos que han tenido lugar en dicha zonas. Tras la ocurrencia de los terremotos de 2001, la mayoría de los deslizamientos ocurridos se produjeron en la cadena costera y la meseta central.



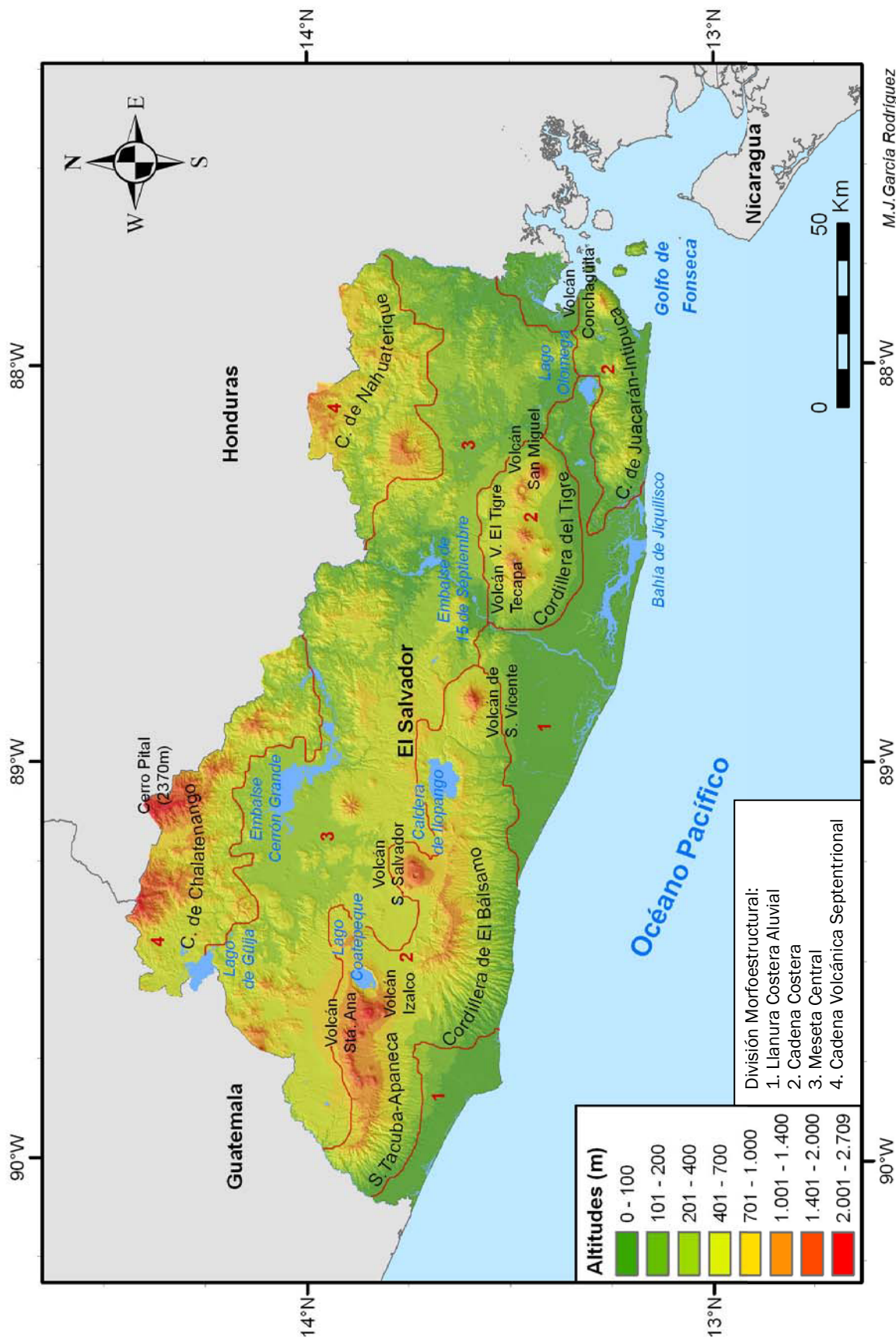


Figura 9.7. Mapa morfoestructural de El Salvador.

### 9.3. Geología

Este factor es determinante en el peligro de deslizamientos por la contribución que presenta a los movimientos en los diferentes tipos de suelos y rocas. Aspectos como la composición, resistencia, elasticidad, grado de alteración y fracturación, porosidad y permeabilidad determinan la posibilidad del terreno a sufrir roturas y desplazamientos. Este factor también recibe el nombre de factor litológico o estratigráfico.

Además de su incidencia en la susceptibilidad, el movimiento sísmico que actúa como detonante de los deslizamientos, tiene una componente debida al efecto local, dependiente de la geología y topografía (*apartado 4.2.2*). La geología interviene por tanto en la susceptibilidad y en el factor detonante, lo que hace que tenga una influencia notable en el peligro de deslizamientos. Por ello, para evaluar este peligro es importante tener un buen conocimiento de la litología y estructura del subsuelo de la zona de estudio.

La edad de los afloramientos en El Salvador es extremadamente joven, pues no se encuentran manifestaciones previas al Jurásico, si se compara con las secuencias paleozoicas y las difíciles referencias al Precámbrico, que se pueden encontrar en otras estratigrafías como la española. Incluso, dentro del Mesozoico, tampoco quedan manifestaciones de litologías del Triásico. La cronología de los materiales de El Salvador (*figura 9.8*), viene a equivaler a la segunda mitad del Mesozoico (el Jurásico es tardío) y al Cenozoico, (Terciario y Cuaternario), llegando a representar el 95% de los afloramientos, por lo que se trata, en definitiva, de un país básicamente cenozoico.

En este ámbito temporal se pueden diferenciar dos secuencias, una inicial y fundamentalmente sedimentaria, siendo superficialmente reducida y periférica en su distribución, y otra mayoritaria, más extendida y reciente, que es de carácter volcánico.

TIEMPO GEOLOGICO (millones de años)	EONES	ERATEMA	SISTEMA		SERIE			
0	F A N E R O Z O I C O	C E N O Z O I C O	CUATERNARIO		Holoceno			
1,8					Pleistoceno			
22,5			T E R C I A R I O	N E O G E N O			Plioceno	
							Mioceno	
					P A L E O G E N O			Oligoceno
								Eoceno
65					Paleoceno			
141			M E S O Z O I C O	C R E T A C I C O			Superior	
							Superior	
					J U R A S I C O			Malm
						Dogger		
						Lias		
195			Superior					
			Medio					
			TRIASICO					

Figura 9.8. Fragmento del esquema cronológico donde se encuadran los materiales de El Salvador.

Los elementos geológicos más importantes de El Salvador son las formaciones sedimentarias, volcánicas e intrusivas.

A continuación, se describen las principales formaciones y elementos existentes en relación con el potencial que presentan al fenómeno de los deslizamientos.

### 9.3.1. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

El proceso de formación de una roca sedimentaria se inicia a partir de la meteorización de las rocas existentes, debido a la actuación de agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento, las olas y el hielo. Los productos de meteorización son transportados a una nueva localización, donde son barridos constantemente desde el lecho de roca, hasta ser transportados y por fin depositados en los lagos, los valles de los ríos, los mares y otros lugares. Después de la sedimentación este material que pasa a denominarse sedimento, se endurece en la mayoría de los casos mediante los procesos de compactación y cementación.

La serie sedimentaria en El Salvador corresponde a la formación que se ha denominado Metapán, localizada en la zona del Noroeste (*Durr, 1956*). En esta formación de Metapán se diferencian tres conjuntos estratigráficos fundamentales; uno de caliza y otros de conglomerados de materiales variados que se disponen bajo la serie calcárea.

#### Formación Todos los Santos

Esta constituida por conglomerados basales y areniscas somitales<sup>5</sup>, con un metamorfismo de bajo grado y una potencia de 350 m y de edad entre Jurásico y Cretácico Inferior (*Finch, 1979*). El metamorfismo es de contacto, generado por las intrusiones magmáticas posteriores.

La formación volcánica fundamentalmente está compuesta de andesita, (o sea de quimismo intermedio) con tonalidad violeta y una potencia de 100 m, cuya formación se atribuye al Albiense, que corresponde con el comienzo del Cretácico Superior.

#### Formación Yojoa

Se trata de una formación calcárea (caliza y calizas margosas), aunque también con capas rojas intercaladas que la dividen en dos series fundamentales inferior y superior, 140 m. Son las únicas calizas de todo el registro salvadoreño.

#### Formación Valle de Ángeles

En esta formación de nuevo aparecen conglomerados en la base y areniscas en niveles superiores, (como la inicial de Todos los Santos) y es designada como de “capas rojas” y potencia 450 m. Su edad es problemática, pues mientras que en *Weber (1979)* se plantea como del Cretácico Superior, en *Durr (1956)* se considera del Mioceno Inferior. En el mapa Geológico Alemán se le da una edad incierta finicretácico- paleógena.

Existen rocas sedimentarias marinas solamente en el extremo Noroeste cerca de Metapán, donde cubren un área aproximada de 200 km<sup>2</sup>. Fuera de estas series marinas, en el país solamente se conocen rocas sedimentarias lacustres y fluviales que tienen extensiones muy limitadas. Se trata de productos piroclásticos depositados de menor importancia y algunos depósitos de diatomita y lignito de carácter calcáreo. Estos sedimentos lacustres y fluviales cuentan con intercalaciones de productos piroclásticos, lo que indica que son contemporáneos con la actividad volcánica joven. También se encuentran aluviones a lo largo de los ríos más importantes y en depresiones locales, sobre todo en las planicies costeras de la parte Suroeste y Sureste donde cubren un área aproximada de 3.500 km<sup>2</sup>.

Las rocas sedimentarias más importantes que aparecen en el registro estratigráfico de El Salvador se componen de areniscas, gravas, conglomerados, calizas y calizas margosas.

---

<sup>5</sup> Definida por Sapper, 1894.

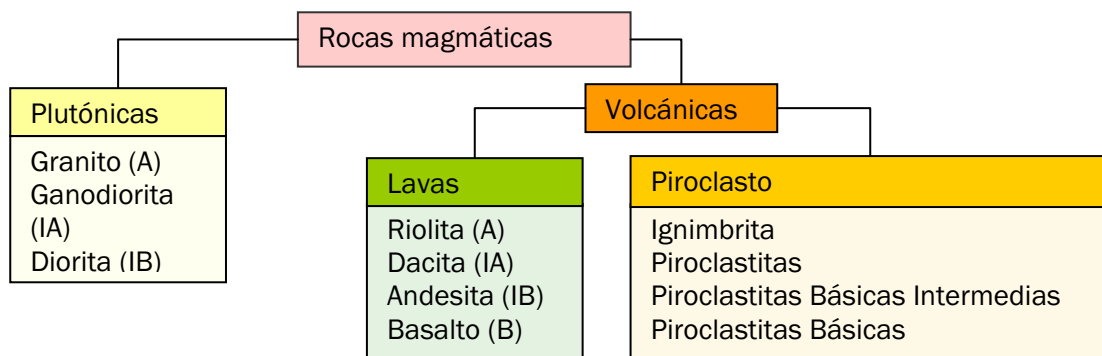
### 9.3.2. FORMACIONES VOLCÁNICAS E INTRUSIVAS

Un gran conjunto de los materiales geológicos pertenecen a una alternante sucesión de rocas magmáticas, que se manifiestan en dos grandes grupos, de forma más generalizada como volcánicas y de forma menos frecuente como intrusivas plutónicas. Este carácter volcánico fundamental se puede presentar a su vez, como lavas originalmente líquidas o como piroclastos volcánicos sólidos, que aparecen generalmente como piroclastitas, cenizas más específicamente o si están consolidados como tobas. Al meteorizarse estos piroclastos se designan como epiclastitas. Las lavas se asocian a emisiones más tranquilas y los piroclastos a las más violentas, de tipo explosivo.

Esto se produce en las cuatro formaciones fundamentales del magmatismo-vulcanismo salvadoreño: *Morazán, Chalatenango, Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador*.

Las referencias de estas formaciones tienen un sentido geográfico, Morazán y Chalatenango son departamentos de los territorios norteños serranos, Morazán al NE y Chalatenango en el Norte; Bálsamo es el nombre la sierra del Sur y Cuscatlán el de un departamento justo del centro del país.

Las sucesivas formaciones presentan manifestaciones magmáticas, tanto de lavas como de piroclastos o intrusiones, aunque de las tres predominan las lavas. Las sucesivas formaciones se van diferenciando, además por niveles de quimismo específico, ácido, intermedio o básico, que para las rocas volcánicas corresponden a basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, mientras que para las formaciones intrusivas corresponden a gabroide, diorítico y granítico respectivamente. Para una mejor comprensión de estos términos, se ilustra un esquema con la clasificación de las rocas magmáticas en la *figura 9.9*.



*Figura 9.9. Esquema de clasificación de rocas magmáticas que se dividen en dos grandes grupos: plutónicas y volcánicas. Éstas a su vez se diferencian en lavas (estado líquido) y piroclastos (estado sólido). Nomenclatura utilizada: A: ácida, IA: Intermedia-ácida, IB: Intemedia-básica y B: básica.*

En conjunto las cuatro formaciones descritas determinan tres grandes episodios de carácter ácido que se van alternando con otros no ácidos. En la formación más antigua, *Morazán*, se distinguen dos niveles, uno basal ácido y otro superior intermedio-ácido. *Chalatenango*, más moderno vuelve a ser ácido. Estas series son las de vulcanismo viejo, que resulta ser sólo del Mioceno.

En las series más recientes pliocenas y cuaternarias se produce una situación análoga. La formación del *Bálsamo* corresponde a lavas básico-intermedias, mientras que la superior de *Cuscatlán*<sup>6</sup> presenta dos niveles: uno basal ácido y otro superior básico-intermedio.

La formación más reciente, *San Salvador*, está ubicada en el Cuaternario hasta la actualidad. Se mantiene la dualidad fundamental anterior entre lavas volcánicas y piroclastos/cenizas/epiclastitas, existiendo materiales de tipo intermedio-básico (de andesítico a basáltico) y de tipo más ácido, dacítico, ante todo, tanto en lavas como en material piroclástico. Es necesario matizar que por su frecuencia, las lavas son mayoritariamente intermedias-básicas, lo que se asocia a erupciones moderado-tranquilas, mientras que los materiales piroclásticos de carácter ácido se asocian más a episodios explosivos.

Una gran parte de El Salvador está cubierta por una serie volcánica que consiste en una sucesión de materiales de andesitas a basaltos hasta aglomerados de carácter andesítico; con un espesor mayor de 1.500 m. Con estos tipos de rocas están formadas algunas regiones como la *Sierra Tacuba*, *Cordillera del Bálsamo*, *Cordillera Jucuarán-Intipucá* y la parte Norte de *Santa Ana*.

También existen en El Salvador formaciones volcánicas que se deben a volcanismo individual, donde es fácil localizar el centro de actividad. Se distinguen dos zonas volcánicas de este tipo:

- *Una cadena volcánica al Sur de las montañas norteñas* con una faja de volcanes individuales que atraviesa todo el país, en la que destacan, el Volcán de Guazapa y el Volcán Cacahuatique. Éstos se caracterizan por su alto grado de erosión; sus productos efusivos son lavas de carácter predominantemente basáltico y tobas de diferente grado de consolidación.

- *La otra zona de volcanes individuales se localiza más al Sur* y sucede paralela a la anterior; a esta faja pertenecen más de 50 volcanes, tales como: Laguna Verde, Santa Ana, Izalco, San Salvador, San Vicente, Tecapa, San Miguel y Conchagua; algunos de ellos todavía se encuentran activos. El carácter de las lavas producidas es de origen basáltico y la mayoría de los productos piroclásticos son de carácter dacítico. Existen también depresiones volcano-tectónicas, tales como los Lagos de Ilopango y Coatepeque.

También se conocen productos piroclásticos de erupciones fisurales o lineales, como los que se encuentran cerca de Zaragoza y Comalapa. El vulcanismo Sur es más variado que el de la zona Norte, sin embargo, en ambas zonas el tipo de estructura volcánica predominante es la de estrato-volcanes.

En las montañas norteñas, cerca de Metapán y Chalatenango, se encuentran las rocas intrusivas de carácter granítico-diocítico. Éstas últimas están en contacto con las series sedimentarias marinas, percibiéndose un metamorfismo de contacto en las capas calcáreas. Al Sur, desde San Miguel hasta San Isidro, se encuentran afloramientos de carácter muy ácido. Lo característico de estos afloramientos es que son paralelos a las fajas volcánicas y están conectados a yacimientos metalíferos subvolcánicos que se encuentran bajo las cubiertas basalto-andesíticas.

A continuación, se ilustran en un mapa las formaciones características de El Salvador (*figura 9.10*), que van desde las sedimentarias (Todos los Santos, Grupo Yojoa, Valle de los ángeles), hasta las volcánicas e intrusivas (Morazán, Chalatenango, Bálsamo, Cuscatlán, y San Salvador).

---

<sup>6</sup> Las dos formaciones definidas por Wiesemann 1975

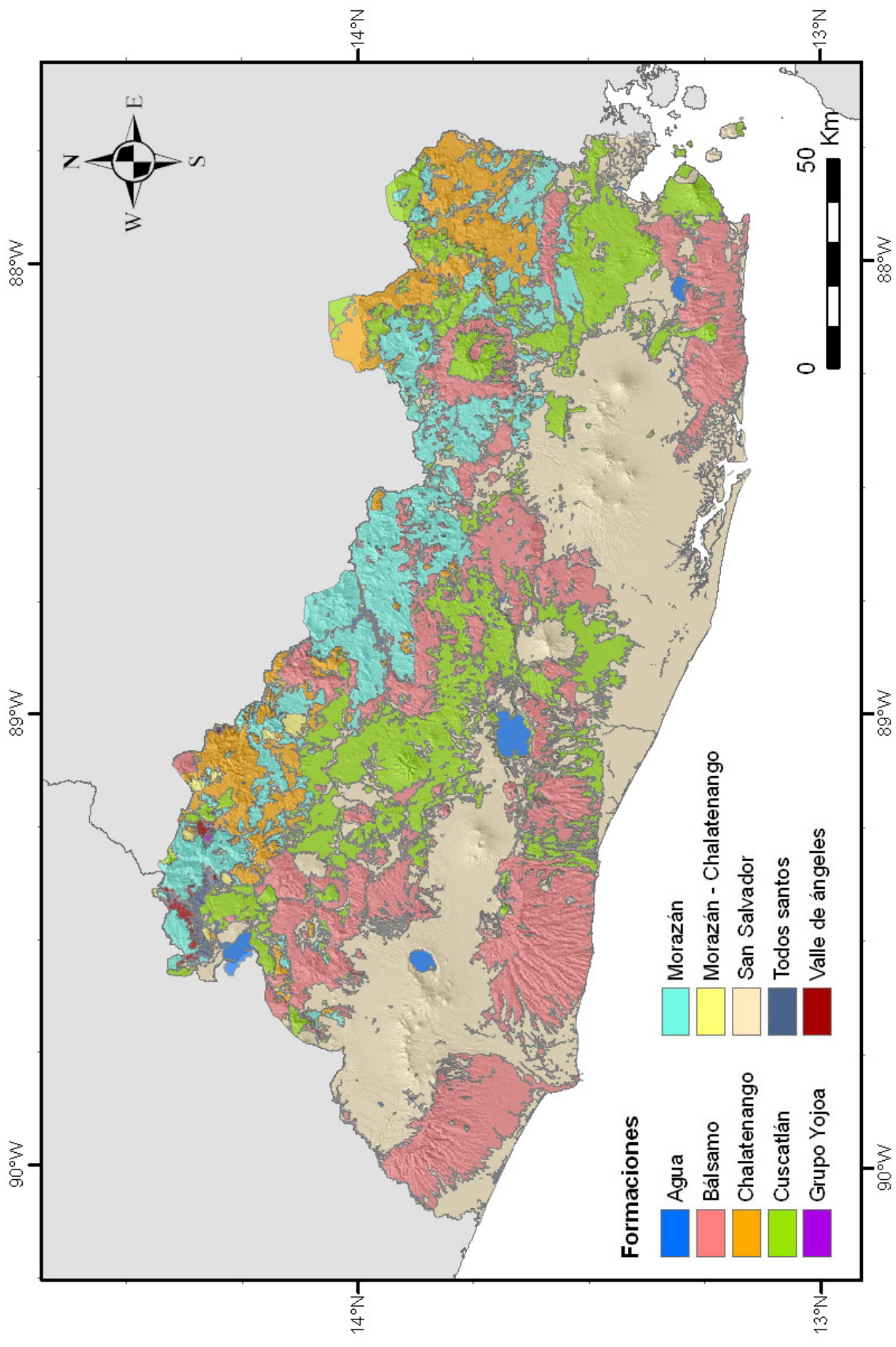


Figura 9.10. Mapa Geológico representando las formaciones geológicas de El Salvador, formado a partir de la cartografía geológica de la Misión Geológica Alemana e IGN de El Salvador (1:100.000).

### 9.3.3. ELEMENTOS ESTRATIGRÁFICOS

Con carácter general, los materiales geológicos de El Salvador se identifican con la secuencia del perfil estratigráfico de la *figura 9.11*, pudiendo diferenciar, del más reciente al más antiguo, los siguientes materiales:

**Aluvión (Reciente):** compuesto por gravas, arenas y arcillas a lo largo de los ríos y localizadas en depresiones locales. Depósitos de este material se encuentran en gran escala en las planicies costeras al Suroeste y Sureste del país.

**Estratos de San Salvador (Holoceno hasta Pleistoceno):** se encuentran en la cadena volcánica joven que atraviesa la parte Sur del país y están compuestos por productos extrusivos de los volcanes individuales. Estos productos son: corrientes de lava, cúpulas de lava, tobas fundidas, tobas, pómez, escoria y cenizas volcánicas, que se localizan a veces con intercalaciones de sedimentos lacustres. El espesor de los estratos y la sucesión varía de volcán a volcán. También se encuentran suelos fósiles de color café y negro.

**Estratos de Cuscatlán (Pleistoceno Inferior hasta Plioceno Superior):** se encuentran en la cadena volcánica vieja que atraviesa la parte Norte del país y están compuestos por productos extrusivos de los volcanes individuales. Estos productos son: corrientes de lava, aglomerados, tobas, escorias y cenizas volcánicas endurecidas y tobas fundidas con intercalaciones de sedimentos lacustres y fluviales. También se encuentran suelos fósiles de color rojo de poca profundidad (hasta 4 m).

**Estratos de la Cordillera del Bálsamo (Plioceno):** compuestos por productos volcánicos en los cuales abundan los aglomerados con intercalaciones de tobas volcánicas endurecidas y corrientes de lava basáltica-andesítica con un espesor aproximado de 500 m. También hay suelos fósiles de color rojo de gran profundidad (hasta 20 m). Además se encuentran rocas extrusivas con pocas intercalaciones de tobas volcánicas y aglomerados. La parte inferior es de carácter andesítico y la parte superior, basáltico. Hay algunos afloramientos más ácidos (hasta riolíticos) sobre todo en el este del país. El espesor aproximado de estos últimos es mayor de 1000 m.

**Estratos de Chalatenango (Mioceno Superior):** son rocas volcánicas ácidas de carácter riolítico-dacítico; prevalecen las tobas muy endurecidas de colores claros y el espesor de esta serie es aproximadamente mayor de 500 m.

**Estratos de Morazán (Mioceno):** compuestos por rocas extrusivas, básicas intermedias; ácidas, piroclásticas, tobas fundidas, riolitas y epiclásticas volcánicas.

**Estratos de Metapán (Mioceno Inferior hasta Cretácico Inferior):** al Mioceno Inferior pertenecen areniscas finas de color rojo violeta, con bancos de conglomerados cuarcíticos. Debajo de éstas, se encuentran conglomerados rojos de caliza con capas de areniscas. Su espesor es mayor de 400 m. Al Albiense (Cretácico Superior) pertenecen las tobas volcánicas de carácter andesítico color violeta, con un espesor aproximado de 100 m. Del Cretácico Inferior son las areniscas rojas de granos finos, con cemento arcilloso y estratificaciones finas. Hacia abajo hay conglomerados de cuarzo que en su parte inferior generalmente están silificados y metamorfozados. Su espesor es mayor de 350 m. La parte inferior no ha sido observada hasta hoy.



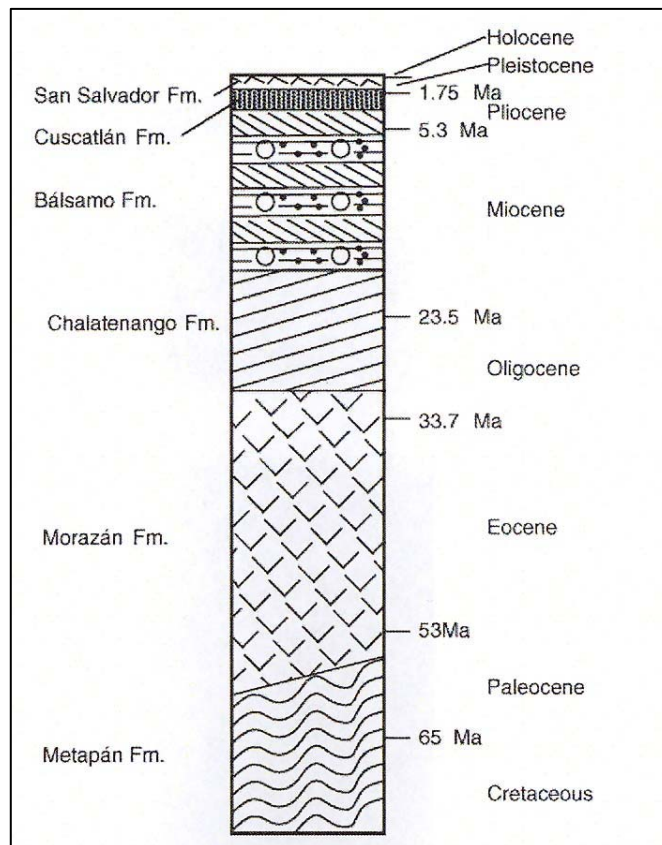


Figura 9.11. Estratigrafía de El Salvador (Donnelly et al., 1990).

## 9.4. Propiedades Geotécnicas de los suelos

El suelo más comúnmente involucrado en los deslizamientos que se producen en El Salvador se denomina *Tierra Blanca* (figura 9.12). Este suelo volcánico es el más joven encontrado, originado en las erupciones de las calderas de Coatepeque e Ilopango, 430 años D.C. (Dull, R.A. et al. 2001). Con una extensión bastante superior al territorio salvadoreño con cenizas de naturaleza riolítica, se caracterizan por ser masivos e isótropos. Los depósitos de flujos piroclásticos o ignimbritas que acompañaron esta erupción, se localizan en casi toda el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), compuesta por 14 municipios entre los que se encuentra la capital. Es por esto que este suelo se ha investigado en numerosas ocasiones para su caracterización, contribuyendo en lo posible a la mitigación de riesgos en las poblaciones cercanas.

De hecho, la caracterización geológica y geotécnica de la Tierra Blanca, ha sido investigada desde el punto de vista de la contribución a la inestabilidad de taludes y a la erosión en El Salvador por diferentes autores (Guzmán et al., 1996, Bommer, et al., 1998, Bommer et al., 2002b, Rolo et al., 2004). Sin embargo, dicha investigación ha sido complicada debido a que el comportamiento de las Tierras Blancas es altamente alterable. Por otro lado, algunas propiedades parecen manifestarse claramente, como el hecho de que las Tierras Blancas son suelos altamente heterogéneos, compuestos por arena limosa o limo arenoso de muy baja plasticidad (Guzmán et al., 1996, Evans y Bent, 2004, Tsige et al., 2008).

Guzmán *et al.* (1996) observaron que los suelos de Tierra Blanca constituyen paredes casi verticales, que permanecen así a causa de su cimentación. Sin embargo, las infiltraciones de lluvia incrementan la presión del poro, lo que implica una reducción del estrés efectivo (succión). Este efecto supone una disminución en la resistencia de cizalla de la pared que puede inducir a la inestabilidad. Según Rolo *et al.*, 2004, este suelo es altamente susceptible a los deslizamientos inducidos por terremotos, especialmente en presencia de intensas lluvias tropicales entre Junio y Septiembre.



Figura 9.12. Formación San Salvador y vista en detalle de la Tierra Blanca.

Las tefras de Tierra Blanca Joven (TBJ) están compuestas principalmente por oleadas piroclásticas, depósitos de flujos piroclásticos o ignimbritas (Sparks, *et al.* 1973) y coignimbritas asociadas. Las tefras de TBJ se clasifican en 8 unidades denominadas de la A a la G, la unidad F corresponde a los depósitos de flujos piroclásticos o ignimbritas, caracterizados por el importante espesor y la posición cercana a la superficie del terreno dentro de la secuencia. Hart (1983) calculó el volumen total de esta erupción y resultó ser de 20-30 km<sup>3</sup>. Los análisis geomecánicos más conocidos de TBJ corresponden a la Unidad G. Sin embargo para la unidad F no se ha determinado su caracterización geomecánica todavía, debido a la textura gruesa de estas ignimbritas es conveniente que los parámetros de cohesión y ángulo de fricción interna se obtengan por medio de ensayos corte directo “*in situ*”. Los movimientos de laderas en este tipo depósitos se generan por vuelco, y son disparados por lluvias, sismos o acciones antrópicas. Sin embargo, los taludes compuestos de estos materiales tienden a ser estables, aún con pendientes fuertes. La secuencia de las unidades TBJ se presenta en la figura 9.13.

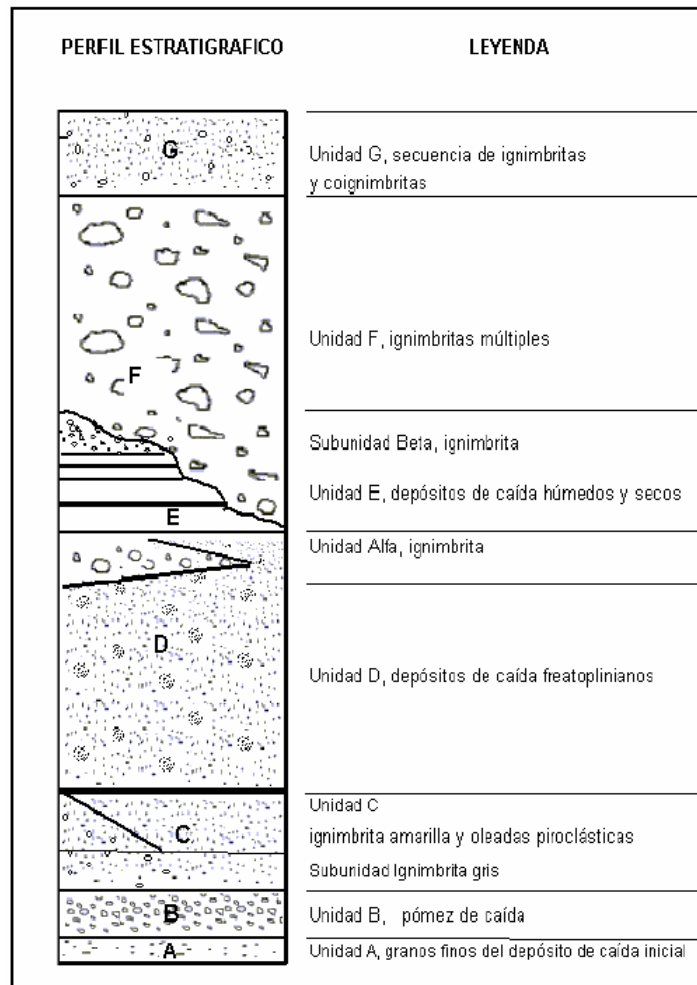


Figura 9.13. Unidades de la Tierra Blanca Joven (Hernández, W., 2004).

Otros suelos en las áreas deslizadas son los depósitos marrones y volcánicos piroclásticos - *Tobas de Color Café*- que contribuyen también a la formación de San Salvador y que normalmente aparecen bajo las Tierras Blancas (figuras 9.14). La caracterización geotécnica de los antiguos piroclastos de las formaciones de San Salvador, Cuscatlán y Bálsamo no ha sido todavía estudiada, lo que supone un problema para la evaluación de la peligrosidad a deslizamientos en este tipo de suelos.

Todos ellos tienen horizontes de acumulación bien desarrollados, que indican que poseen desarrollo edáfico y formación de arcillas, con un color predominante marrón rojizo. Parece entonces, que el término *Toba color café* no tiene un sentido cronológico preciso, aunque se conoce que es más antigua que la Tierra Blanca Joven, y por lo tanto coinciden en el tiempo con los episodios de tierra blanca anteriores y con los piroclastos del Coatepeque. Se trataría de una forma de presentarse, epiclastita y no como una referencia temporal en sí. Es un material de granulometría limoso-arenosa, muy susceptible al colapso mecánico, que pasa fácilmente a estado residual, es decir, el suelo puede perder con facilidad los minerales alterables, produciéndose una máxima lixiviación de elementos solubles, y permaneciendo solo las arenas y arcillas resistentes. En consecuencia se puede clasificar como un limo inorgánico con un contenido muy importante de fracción arenosa, conformándose en conjunto un material sin cohesión y poco consolidado, muy alterable por la lluvia y otros fenómenos atmosféricos.



Figura 9.14. Formación El Bálsamo, secuencia de Tierra Blanca (s4) y Tobas de color café (s3'a). Estas últimas son descritas como una secuencia de piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas (Fuente: M.Tsigé).

Otras áreas susceptibles a los deslizamientos están compuestas por basaltos o andesitas, bloques fracturados sanos y durables de color oscuro, de génesis volcánica, formados por fragmentos de roca (40 cm a 1m) y bloques (tamaños mayores de 1m) conformándose en conjunto, un material poco deformable con facetas idóneas para la construcción de diques naturales y laderas (figura 9.15).



Figura 9.15. Basaltos y andesitas (s5'a) formados por una secuencia de rocas efusivas básicas-intermedias.

Generalmente, los deslizamientos de laderas en El Salvador se manifiestan en cuatro grandes focos que se suceden de Oeste a Este, el de Izalco-Santa Ana, el de San Salvador (Boquerón-Picacho), el de San Vicente y el de San Miguel, y las manifestaciones intracaldera del propio Ilopango.

## 9.5. Sismicidad

El Salvador está situado en el denominado Cinturón de Fuego Circumpacífico de Centroamérica (*figura 9.16*). Los terremotos que tienen lugar en la zona proceden de dos tipos de fuentes. La primera es una zona de subducción, donde converge la placa de Cocos con la placa Caribeña a una velocidad de 7 cm/año (*Dewey et al., 1991*). Se localiza a unos 200 km fuera de las costas, bordeando casi paralelamente todo el Litoral Pacífico y propiciando la ocurrencia de sismos con hipocentros entre 30 y 150 km de profundidad focal. Cuando se genera un fuerte sismo en esta región, su energía alcanza gran parte del país, siendo su sensibilidad y efectos percibidos en casi todo el territorio nacional. Los sismos en esta zona pueden alcanzar magnitudes cercanas a  $M_w$  8,0. El último importante fue el ocurrido el 13 de enero de 2001 ( $M_w$  7,7).

La segunda fuente de sismicidad forma parte de una serie de fallas corticales que abarca toda Centroamérica, coincidiendo en ubicación con las líneas de volcanes del cuaternario y se extiende de Oeste a Este desde Guatemala a Panamá (*Bommer et al., 2002*). Debido a que en estos terremotos la profundidad del foco es superficial y a que los epicentros se encuentran cercanos a poblaciones, los terremotos de cadena volcánica han sido más destructivos en El Salvador en comparación con los terremotos de subducción (*White et al., 1993, Bommer et al., 2002a*). Históricamente, en ésta zona se han alcanzado intensidades máximas entre VIII y IX grados, en la escala de Mercalli Modificada. En ella se han originado con frecuencia terremotos que han afectado a San Salvador y a otras poblaciones del interior del país, como el ocurrido en San Vicente el 13 de febrero de 2001, cuya magnitud fue de  $M_w$  6,6. Los sismos de esta fuente se suelen denominar de “cadena volcánica” y presentan magnitudes generalmente menores a 6,8.

Existen también otras fuentes de sismicidad de menor importancia que afectan al país. La primera se origina por la interacción entre la Placa del Caribe y la Placa de Norteamérica, la cual se manifiesta en las fallas de Motagua y Chixoy-Polochic al Norte de Guatemala y la segunda es la Depresión de Honduras, situada en la parte central del territorio Hondureño.

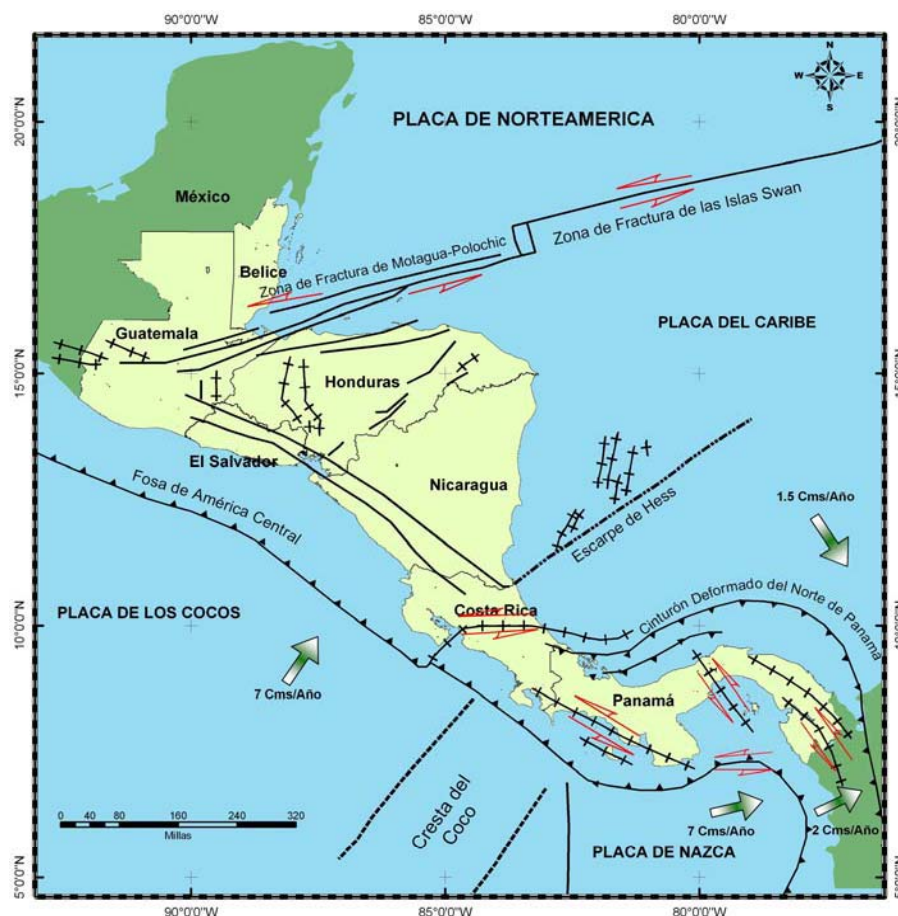


Figura 9.16. Mapa tectónico regional de Centroamérica (Benito et al., 2005)

A continuación se describen someramente los principales aspectos sismotectónicos de cada una de las fuentes anteriormente indicadas.

La zona de subducción se extiende a lo largo de la costa Pacífica de América Central y esta sísmicamente bien definida en el extremo sur de la Fosa Mesoamericana, donde la placa del Coco subduce con un ángulo bajo y la zona de Wadati-Benioff se hace más superficial. La zona de Wadati-Benioff -bajo el arco volcánico de América Central- buza hacia el NE con ángulos entre  $60^\circ$  -  $80^\circ$ , y en ella se generan sismos hasta una profundidad de 200 Km. Los mecanismos focales indican mecanismo de falla normal, en los 10 primeros km de la zona de subducción, desde la fosa y en dirección de la costa y de falla inversa a profundidades entre los 15 y 50 km (Dean y Drake, 1978, Quintero y Guendel, 2000, De Shon et al., 2003, Norabuena et al., 2004). A profundidades entre 50 y 280 km., suceden los sismos intraplaca (Guendel y Protti, 1998), que generalmente son de falla normal.

La ocurrencia de sismos en la zona de subducción de América Central en tiempos históricos, ha sido bien documentada por Peraldo y Montero (1999) y White et al. (2004). Los sismos de subducción más grandes han ocurrido en los segmentos de la fosa frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua. El sismo de El Salvador del 13 de enero del 2001, tuvo un mecanismo de falla focal normal, magnitud  $M_w$  7,7 y profundidad de 40 km. A partir de la sismicidad histórica se conoce que en Centroamérica y en especial en la zona de subducción, pueden ocurrir sismos con magnitudes de hasta  $M_w$  8,0. En el siglo XX, en la zona de subducción de América Central, se originaron 51 sismos que ocasionaron daños importantes (Ambraseys y Adams, 1996).

El arco volcánico se extiende desde Guatemala, a partir del volcán Tacaná hasta Costa Rica, paralelo a la fosa de subducción, éste es responsable de la mayoría de sismos destructores, como los ocurridos el 10 de octubre de 1986 (5,7  $M_w$ ) y el 13 de febrero de 2001 ( $M_w$  6,6). Dichos sismos han sido de magnitudes intermedias, no superiores a  $M_w$  6,8, pero de profundidades superficiales (5-20 km). Los sismos de Chinameca, 1951, San Salvador 1965 y 1986 y San Vicente de 2001, asociados a esta zona, fueron generados por fallas transversales con planos de falla verticales orientados en la dirección NS y EO.

El origen de los movimientos transversales o de desgarre que se manifiestan a lo largo de la cadena volcánica ha sido interpretado por Harlow y White (1985) como resultado de que el movimiento relativo entre la placa de Cocos y del Caribe es ligeramente oblicuo, generando dos componentes principales: la primera y más importante de las dos es una componente de movimiento normal, a lo largo de la trinchera centroamericana y la segunda se manifiesta como un movimiento lateral dextral a lo largo de la cadena volcánica, compatible con los mecanismos focales y las características geológicas de la zona (White, 1991).

En el Sistema de fallas de Motagua y Chixoy-Polochic, las fallas están alineadas paralelamente en dirección ENE-OSO, y están asociadas al límite de placas Norte América (NA) – Caribe (CA). Uno de los terremotos significativos en las últimas décadas ha sido el ocurrido en 1976 con magnitud  $M_s$  7,5 en la falla de Motagua. El desplazamiento relativo de las placas NA-CA es de 1,7 cm/año en la sección Oriente, donde disminuye gradualmente hacia el Oeste, llegando a ser casi nulo. Los modelos de deformación estática indican que la falla del Motagua es la que absorbe la mayor parte de la deformación, mientras la falla de Polochic parece contribuir con menos del 30% (Lyon-Caen, 2006).

La Depresión de Honduras consiste en una serie de horsts y grabenes orientados aproximadamente de norte a sur desde las montañas Mayas de Belice hasta el golfo de Fonseca, que se conoce en conjunto como "*Depresión de Honduras*", a pesar de que no existe una continuidad entre ellos. Se trata más bien de una zona de cuencas extensionales, bordeado por fallas normales con rumbo norte. La depresión de Honduras es una zona sísmicamente activa, como lo demuestran los mapas de sismicidad y donde al menos han ocurrido tres eventos importantes: 1774, 1851 y 1982.

Tanto El Salvador como su capital San Salvador resultan ser el país y la ciudad centroamericana más frecuentemente dañados por terremotos. San Salvador fue fundada en su lugar actual en 1545 y el primer sismo histórico que destruyó la ciudad data de 1575. En el periodo de 1581 y 1899 han sucedido más de 30 terremotos destructivos, de los que se tiene algún tipo de registro histórico. Como ejemplo, la *figura 9.17* muestra un grabado de daños ocasionados por un terremoto en 1984.



Figura 9.17. Terremoto del 16 de abril de 1854, dibujado por el viajero polaco-francés Arnold Boscowitz ([www.elsalvador.com](http://www.elsalvador.com))

Desde principios del siglo XX, catorce terremotos han sacudido El Salvador, diez de ellos son de cadena volcánica y sus magnitudes oscilan entre 5,4 y 6,7; los cuatro restantes son de subducción y sus magnitudes oscilan entre 7,1 y 7,7 (tabla 9.2).

En las siguientes figuras (figuras 9.18 y 9.19, se muestran los mapas de isosistas<sup>8</sup> en la escala de Intensidad Mercalli Modificada para los terremotos de cadena volcánica de El Salvador y para los terremotos de subducción, respectivamente.

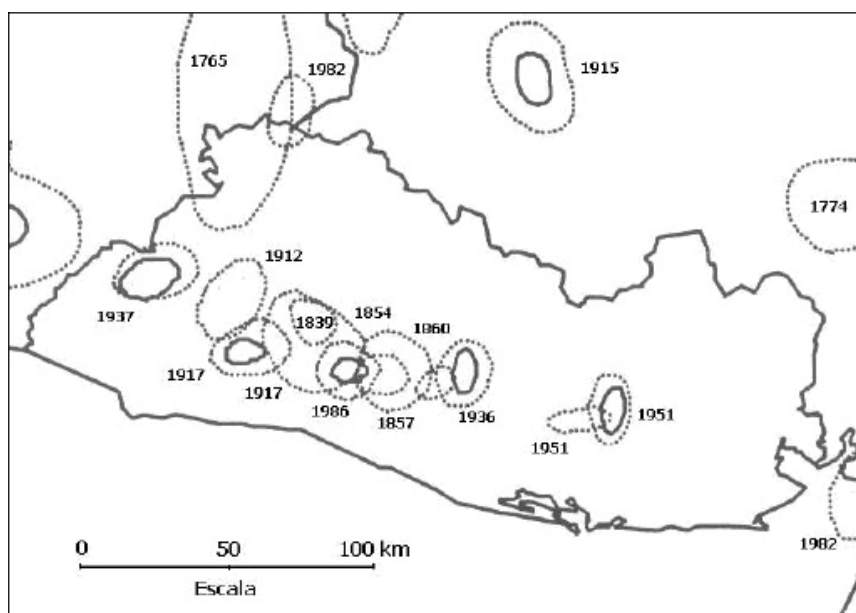


Figura 9.18. Mapa de isosistas en la escala de intensidad Mercalli Modificada para los terremotos de cadena volcánica de El Salvador ocurridos en el siglo XX (según Harlow et al., 1993). La línea sólida corresponde a intensidad VII y la línea punteada a intensidad VI.

<sup>8</sup> Las isosistas son líneas que unen los puntos de la superficie terrestre donde se ha registrado la misma intensidad durante un movimiento sísmico.



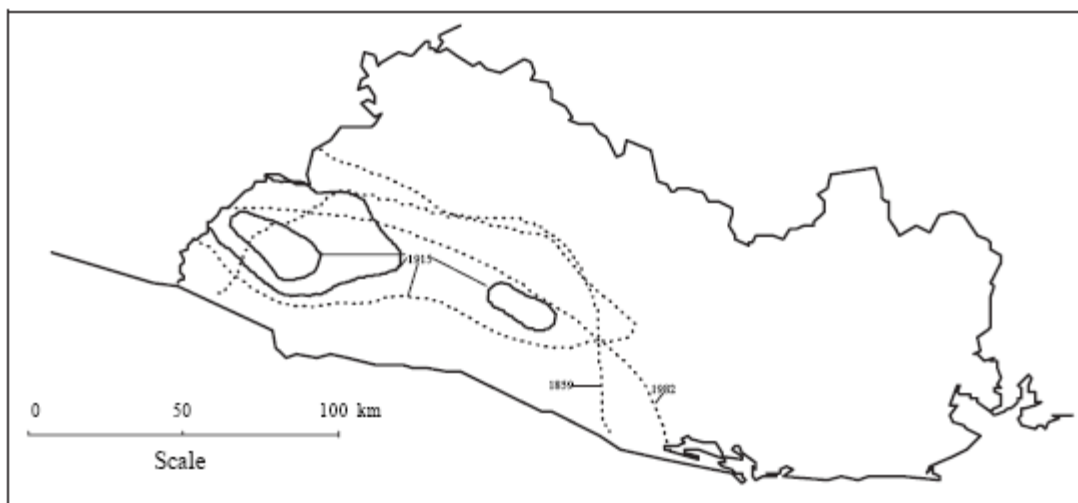


Figura 9.19. Mapa de isosistas en la escala de intensidad Mercalli Modificada para los terremotos de subducción que han afectado a El Salvador en el siglo XX (según Álvarez, 1982, Ambraseys y Adams, 1996, Grases, 1994). Las líneas sólidas corresponden a intensidades VIII y IX y la línea punteada corresponde a intensidad VIII.

La intensidad máxima del terremoto del 13 de enero de 2001 fue de IX en la escala Mercalli Modificada (MM), y la del 13 de febrero del mismo año alcanzó un grado VIII en la zona epicentral en esa misma escala (figura 10.2).

La magnitud del terremoto del 13 de enero de 2001 fue de  $M_w$  7,7 y su intensidad máxima alcanzó el grado VIII y en algunas zonas locales llegó a IX en la escala Mercalli Modificada (MM). Su hipocentro se situó a 40 km de profundidad, que a diferencia del último terremoto destructivo, ocurrido en 1986 y originado en la cadena volcánica, el terremoto del 13 de enero de 2001 tuvo su hipocentro en la zona de subducción.

La tabla 9.2 muestra un resumen de los parámetros focales de los terremotos destructores en El Salvador a lo largo del siglo XX y comienzos de 2001.

Tabla 9.2. Parámetros focales de terremotos destructores en El Salvador a lo largo del siglo XX y comienzos de 2001.

Año	Mes/día	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Ms	Profundidad (km)	Intensidad (MM)	Fuente
1915	09/07	01:20	13.900	-89.600	7.7	60	IX	Subducción
1917	06/08	00:51	13.820	-89.310	6.7	10	VIII	Local
1917	06/08	01:30	13.770	-89.500	5.4	10	VIII	Local
1919	04/28	06:45	13.690	-89.190	5.9	10	X	Local
1930	07/14	22:40	14.120	-90.250	6.9	30	VI	Local
1932	05/21	10:12	12.800	-88.000	7.1	150	VIII	Subducción
1936	12/20	02:45	13.717	-88.933	6.1	10	VIII	Local
1937	12/27	00:43	13.933	-89.783	5.9	10	VII-VIII	Local
1951	05/06	23:03	13.517	-88.400	5.9	10	VIII	Local
1965	05/03	10:01	13.700	-89.167	6.3	15	VIII	Local
1982	06/19	06:21	13.300	-89.400	7.3	80	VII	Subducción
1986	10/10	17:49	13.667	-89.183	5.4	10	VIII-IX	Local
2001	01/13	17:33	13.049	-88.660	7.8	40	VIII	Subducción
2001	02/13	14:22	13.671	-89.938	6.5	15	VIII	Local

## 9.6. Precipitaciones

El índice de lluvias tiene su influencia en el potencial de deslizamientos, aún en el caso de los disparados por sismos, dado que la humedad del terreno condiciona su susceptibilidad. El nivel de agua en cada ladera se ve modificado en función de las variaciones estacionales y cambios climáticos. Así, en temporada seca, el suelo se mantiene parcialmente saturado, generándose tensión o presión negativa en el agua y dando lugar a una resistencia de cizalla relativamente alta del material. Sin embargo, si se dan precipitaciones intensas y prolongadas esa succión se pierde, e incluso se genera una presión positiva en el agua (o presión de poro). El aumento de presión de poro en la superficie de la falla hace disminuir el nivel de esfuerzos efectivos, lo que lleva consecuentemente a reducir la resistencia efectiva del suelo.

Desde el punto de vista climatológico, El Salvador se encuentra situado en la parte exterior del Cinturón Climático de los Trópicos, caracterizado por tener unas propiedades térmicas casi constantes durante todo el año y dos estaciones muy marcadas, una lluviosa y otra seca. Las precipitaciones se concentran casi exclusivamente durante la estación lluviosa, si bien, dentro de ella pueden aparecer oscilaciones. La estación seca comprende los meses de noviembre a abril, presentándose las máximas temperaturas al final de la misma, antes del comienzo de la estación lluviosa. Otra característica del clima son los vientos alisios, predominantes de rumbo NE y N, que transportan el aire frío procedente del ártico hacia los trópicos. Por ello, generalmente el país está sometido a las depresiones y a las tormentas tropicales.

El régimen de precipitaciones de El Salvador sigue el siguiente esquema: en la segunda mitad de abril comienza normalmente la transición seca-lluviosa, y a mediados de mayo se inicia la estación lluviosa que finaliza a mediados de octubre.

El inicio de la estación lluviosa está influenciado por vientos tropicales del Este, los cuales se trasladan desde el Mar Caribe hacia El Salvador, generando tormentas eléctricas y lluvias. La cantidad promedio de lluvia en mayo es de 190mm, mientras que en junio es de 320mm. El mes de junio produce el segundo máximo de lluvia, siendo septiembre, el mes más lluvioso de la estación. Las lluvias en junio se ven incrementadas por combinación de los vientos del Este y de la Zona de Convergencia Intertropical. Los meses de julio y agosto se caracterizan por un promedio de precipitación anual de 260 mm y 300 mm. Los porcentajes de lluvia total anual de los meses de mayo, junio, julio, agosto son respectivamente, el 11%, 18%, 15% y 17%, mientras que en septiembre y octubre cae el 32% de las precipitaciones anuales de todo el país. El mes de septiembre contribuye con el 20% de la suma total anual, por lo que es el mes más lluvioso del año, siendo así el mes con mayor probabilidad para propiciar deslizamientos de tierra.

A finales de octubre se inicia la transición lluviosa-seca, la cual se caracteriza por una disminución considerable de la actividad lluviosa. Esta disminución es originada por los primeros vientos del Norte, pudiendo sin embargo, ocurrir temporales.

El gráfico de la *figura 9.20*, representa el promedio mensual de precipitaciones en El Salvador durante el periodo 1970-2002, según datos del SNET.

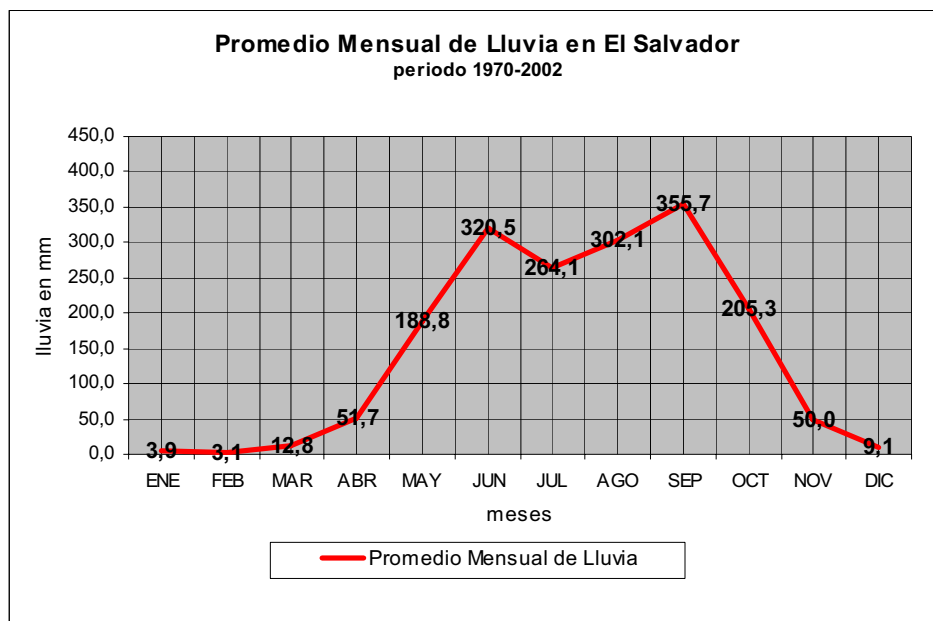


Figura 9.20. Distribución temporal de la lluvia promedio en El Salvador (Fuente: SNET)

### 9.7. Información Histórica Relacionada con Deslizamientos de Laderas

Los primeros registros de deslizamientos inducidos por terremoto en El Salvador datan del año 1576, corresponden al deslizamiento de Texacuangos (*Montessus de Ballore, 1884*). Desde entonces, alrededor de 20 sismos catastróficos han sido causantes de deslizamientos notables en esta región. Los terremotos de subducción son los que presentan mayores áreas de deslizamientos, frente a los terremotos de origen volcánico, en los que los mayores daños se concentran en torno al epicentro. Además los efectos de deslizamientos en El Salvador parecen desproporcionados, si se comparan con los ocasionados por sismos similares en otras regiones (*Bommer y Rodríguez, 2002*). El Centro de Protección para Desastres (CEPRODE), en su “*Catálogo de Desastres, Accidentes y Ecología*” tiene registrados eventos históricos de deslizamientos, desde 1915 hasta 2005, un total 37 casos de deslizamientos históricos desde 1915 hasta 2005. La *tabla 9.3* refleja los deslizamientos más importantes ocurridos en El Salvador en ese periodo, junto al tipo de evento, la fecha, el lugar y el origen de la causa detonante (lluvias torrenciales o terremoto).

Tabla 9.3. Registros históricos de deslizamientos de ladera ocurridos en El Salvador entre 1915-2005.

Tipo de evento	Fecha (dd-mm-aaaa)	Lugar (*)	Causa
Aluvión	20-06-1918	Tepetitán	Lluvia
Derrumbes	30-04-1919	San Salvador	Terremoto
Derrumbes	30-09-1921	No especificado	Lluvia
Derrumbes	25-10-1921	Santa Tecla	Lluvia
Avalancha	29-05-1929	Conchagua	Lluvia
Derrumbe	19-09-1929	Chalatenango	Lluvia
Derrumbes	20-09-1929	San Salvador	Lluvia
Avalanchas	26-06-1932	Santa Ana	Lluvia
Deslizamiento	11-06-1934	Tepetitán	Lluvia
Avalanchas	16-05-1935	Verapaz	Lluvia
Derrumbes	17-06-1936	Ilopango	Lluvia
Derrumbes	08-04-1941	No especificado	Terremoto
Derrumbes	13-09-1944	Metapán	Lluvia
Derrumbes	21-09-1945	Chalatenango	Lluvia
Derrumbe	30-09-1949	San Salvador	Lluvia
Derrumbes	18-09-1955	No especificado	Lluvia
Derrumbe	11-10-1956	San Salvador	Lluvia
Derrumbes	26-10-1960	No especificado	Lluvia
Derrumbes	15-10-1962	San Salvador	Lluvia
Derrumbes	21-10-1971	San Salvador	Lluvia
Derrumbes	21-09-1974	No especificado	Lluvia
Deslaves y derrumbes	25-09-1974	No especificado	Lluvia
Deslave	20-09-1982	San Salvador	Lluvia
Deslave	15-06-1988	Conchagua	Lluvia
Derrumbes	29-08-1988	No especificado	Lluvia
Flujo de derrubios	19-09-1982	El Picacho, San Salvador (1)	Lluvia
Flujo de derrubios	19-06-1995	Maradiaga, San Vicente (2)	Lluvia
Flujo de escombros	21-09-1995	La Cuaresma, Metapán (3)	Lluvia
Deslizamiento rotacional	27-09-1996	La Burrera, Cabañas (4)	Lluvia
Deslizamiento rotacional	01-10-1998	La Zompopera, Chalatenango (5)	Lluvia
Flujo de derrubios	01-11-1998	Cerro Pelón, Usulután (6)	Lluvia
Deslizamiento complejo	13-01-2001	Las Colinas, La Libertad (7)	Terremoto
Deslizamiento translacional	13-01-2001	La Leona, San Vicente (8)	Terremoto
Deslizamiento rotacional	13-01-2001	Río Jiboa, Cuscatlán (9)	Terremoto
Flujo de escombros	15-09-2001	Guadalupe, San Vicente (10)	Lluvia
Flujo de escombros	26-06-2005	Apaneca, Ahuachapán (11)	Lluvia
Flujo de escombros	02-10-2005	Santa Ana (12)	Lluvia

\* El número indica la localización en el mapa de la figura 9.21

En dicha tabla, observamos que de los deslizamientos registrados, 32 de ellos han sido desencadenados por lluvia y 5 por sismos. Los deslizamientos generados por lluvias, lógicamente han tenido lugar durante la estación lluviosa (Mayo-Octubre), y un 44% sucedieron en el mes de septiembre.

El primer evento registrado en esta tabla corresponde al deslizamiento de Tepetitán en 1918. El poblado está ubicado en la base del volcán de San Vicente, el cual fue también afectado por un deslave en 1934, lo que provocó que la población se trasladara hacia "Nuevo Tepetitán". Entre los deslizamientos más recientes que han causado más impacto en la población, cabe citar El Picacho (1982), Maradiaga (1995), los causados por el Huracán Mitch en las zonas de Berlín y Chalatenango (1998) y el de Las Colinas de Santa Tecla (2001).

En la figura 9.21 observamos la distribución de los deslizamientos ocurridos entre los años 1982-2005.

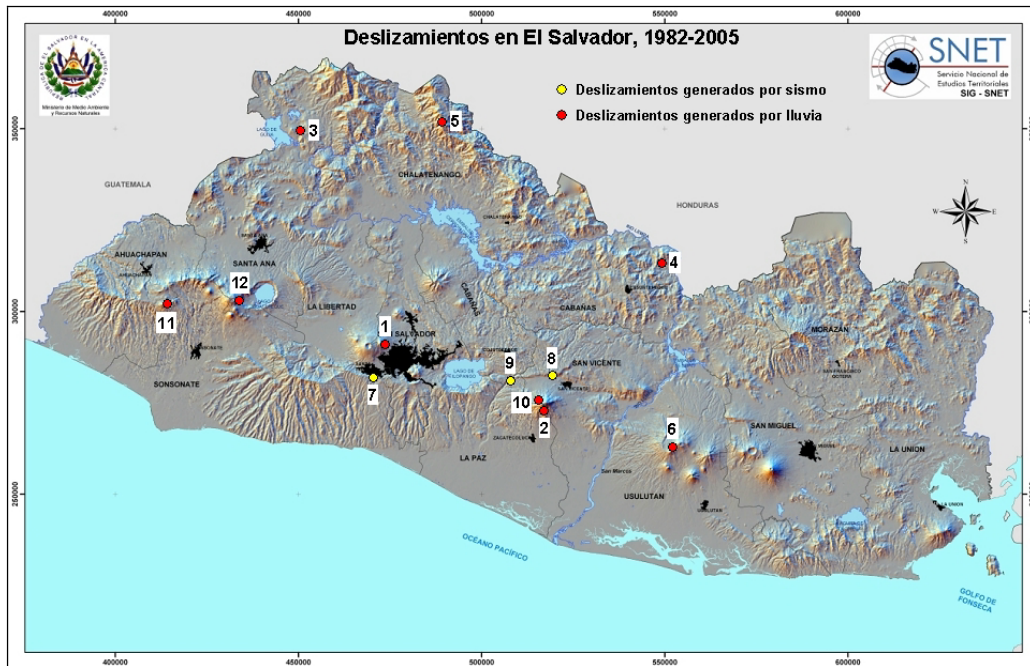


Figura 9.21. Ubicación de los principales deslizamientos ocurridos en El Salvador desde 1982 hasta 2005 (Fuente: SNET)

Algunas imágenes de deslizamientos ocurridos en El Salvador (años 1995 y 1998) se muestran en las figuras 9.22 y 9.23.



Figura 9.22. Deslizamiento en la quebrada Maradiaga, volcán de San Vicente en 1995 (Fuente: USGS).



Figura 9.23. Deslizamiento La Zomopera, Chalatenango, 1998 (Fuente: USGS).



## 10. ESCENARIO DE LA APLICACIÓN: SISMOS Y DESLIZAMIENTOS DE 2001

Como antecedentes del contexto de aplicación de esta tesis, los sismos y deslizamientos de 2001 en El Salvador, se pueden citar algunos de los trabajos más relevantes y que han servido como fuente bibliográfica, como son los informes del US. *Geological Survey* en El Salvador, tras los sismos de 2001 (<http://landslides.usgs.gov/>) y otros artículos publicados por otros autores como *Baum et al., 2001, Harp y Vallance, 2001, Jibson y Crone, 2001*. The *Japan Society of Civil Engineers (JSCE)* también desarrolló una misión, centrando sus estudios en las causas de los deslizamientos y en particular del ocurrido en Las Colinas de Santa Tecla (*Konagai et al., 2004*). Además, se puede destacar el trabajo de *Evans y Bent (2004)* donde se pone de manifiesto la ocurrencia de deslizamientos rápidos en depósitos piroclásticos o volcánicos, en relieves con altas pendientes y escarpados, evidenciando la amplificación topográfica de la señal sísmica debido posiblemente a la baja densidad de los materiales piroclásticos. La sociedad Geológica Americana (GSA) ha publicado un volumen especial, "*Natural Hazards in El Salvador*" cuyos editores son *Rose et al., (2004)* que incluye numerosos trabajos sobre caracterización de acciones sísmicas, peligrosidad sísmica y de deslizamientos, caracterización geotécnica de suelos, etc. y es un referente obligado en el estado del arte en relación con el contexto de aplicación de esta tesis.

### 10.1. Terremotos del 2001

La crisis sísmica que afectó a El Salvador durante el año 2001 comenzó con el devastador terremoto del 13 de Enero de magnitud  $M_w = 7,7$ , localizado por el CASC<sup>9</sup> con epicentro en  $12,868^\circ$  N;  $88,767^\circ$  W, situado a unos 40 km de la Costa al Sur de San Vicente en la zona de subducción entre la placa Coco-Caribe y con profundidad focal de 40 km.

Los parámetros focales determinados por la Universidad de Harvard y USGS-NEIC *Centroid Moment Tensor (CMT)* y *Buform et al. (2001)*, indican una activación de la falla normal, con

---

<sup>9</sup> Central American Seismic Center (CASC)

un plano de falla con rumbo  $309^\circ$  y buzamiento de  $56^\circ$  hacia NE, identificándose con un evento de subducción en la Placa de Cocos bajo la Placa del Caribe.

Este sismo fue seguido de un importante número de réplicas y otros sismos de diferente profundidad en puntos del Valle Central del país. Exactamente al cabo de un mes, tuvo lugar un nuevo terremoto, el 13 de febrero, con diferente origen que el anterior. Este segundo evento, con magnitud  $M_w$  6,6, se localizó según el *Center for Geotechnical Investigations (CIG)*, con coordenadas  $13,60^\circ$  N;  $88,85^\circ$  W, estando el epicentro situado cerca de la Ciudad y el Volcán de San Vicente (30 km de San Salvador), dentro de la Placa del Caribe, con una profundidad focal de 15 km. Este fue un sismo de los denominados de cadena volcánica y produjo también considerables daños y más de 200 víctimas mortales.

Los dos sismos principales del 13 de enero y 13 de febrero y sus secuencias de réplicas, junto con otros sismos de menor magnitud que se fueron sucediendo, produjeron una intensa actividad sísmica en la zona, inusual en tan corto intervalo de tiempo (*Benito et al., 2004, figura 10.1*).

El 17 de febrero tuvo lugar un tercer sismo que alarmó nuevamente a la población, localizado al Sur del área metropolitana de San Salvador, con epicentro en  $13,66^\circ$  N;  $89,24^\circ$  W. Su magnitud ha sido estimada en 5,1 (según *CIG*) y fue sucedido también por un considerable número de réplicas. Éste es también un terremoto local, de cadena volcánica, pero de menor magnitud que el anterior y que apenas causó daños.



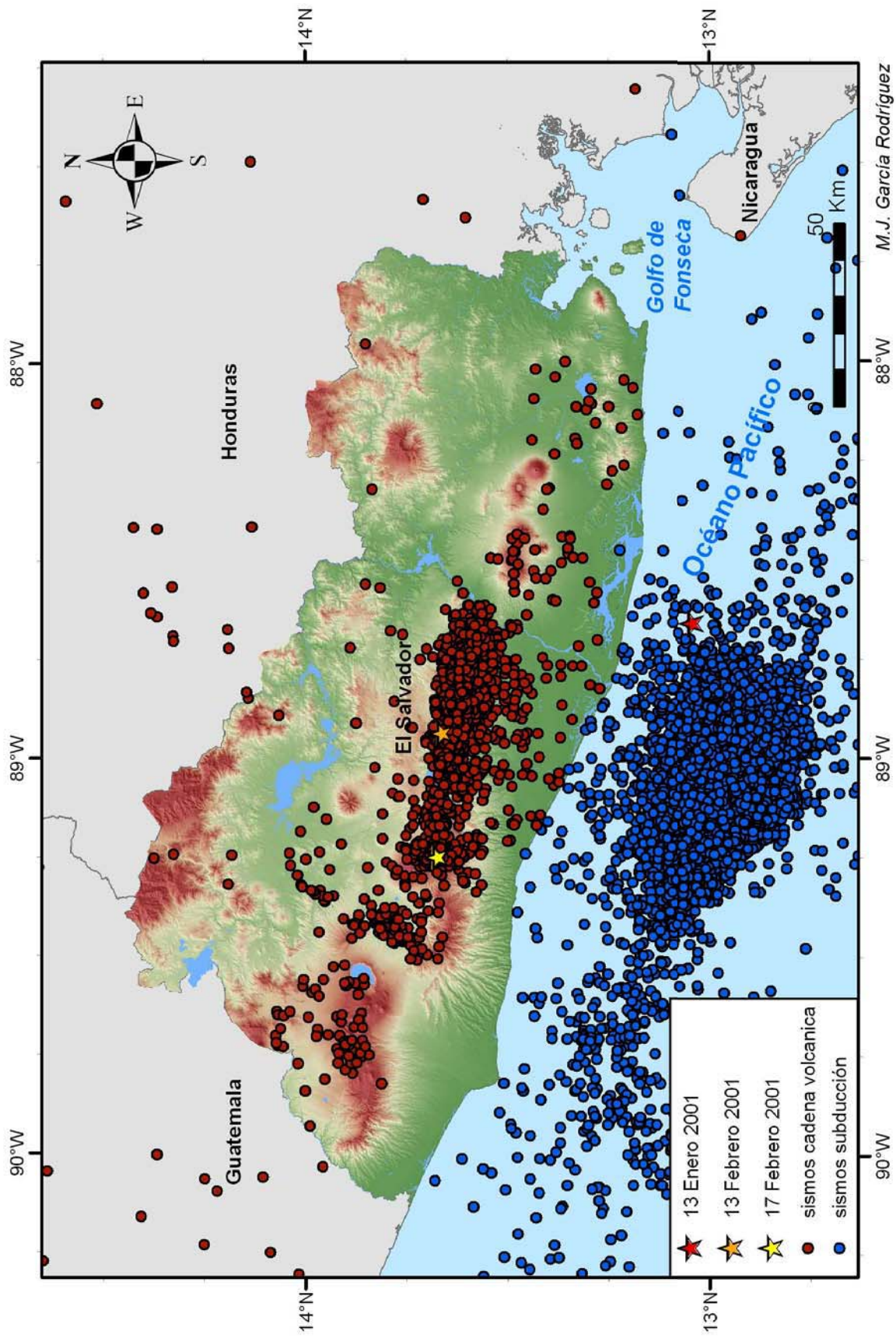


Figura 10.1. Sismicidad de El Salvador durante el año 2001

### 10.1.1. TERREMOTO DEL 13 DE ENERO

El terremoto del 13 de enero de 2001 es el quinto evento más destructivo en los últimos 50 años en El Salvador. No solo fue sentido en el país, sino también en gran parte de Honduras, Nicaragua, sureste de Guatemala y en partes de México, Belice, Costa Rica y Panamá, con diferentes intensidades. La distribución de la intensidad del sismo en El Salvador, es reflejada en la *figura 10.2*, donde se muestra el mapa de isosistas.

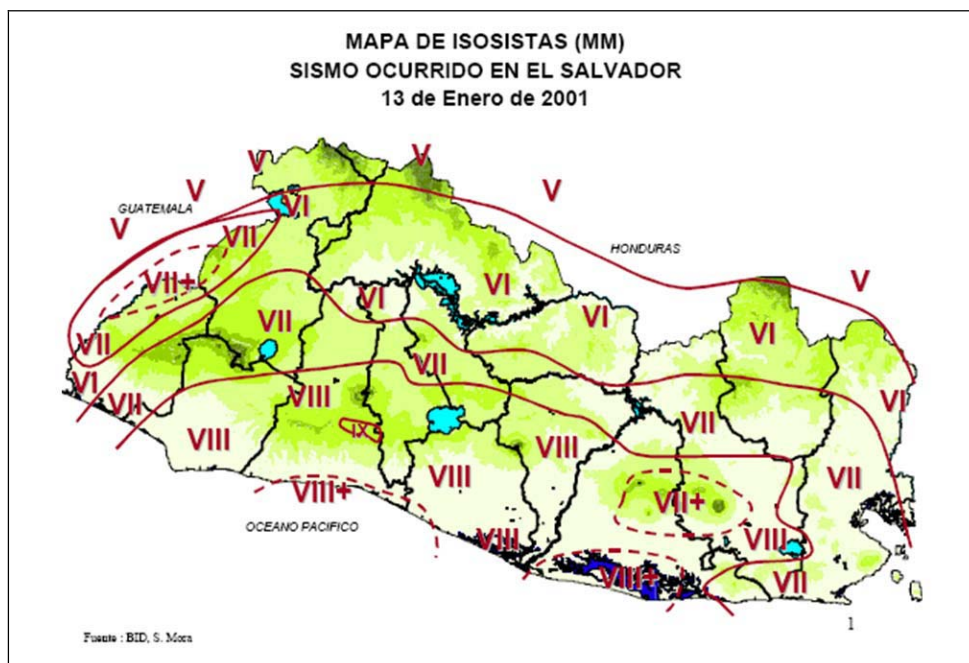


Figura 10.2. Mapa de isosistas del 13 de enero de 2001 (ONU, CEPAL, 2001)

El sismo fue sentido en el territorio salvadoreño con intensidad entre V y IX grados de la escala modificada de Mercalli (MM) en el territorio salvadoreño, mientras que en los países vecinos osciló entre los grados III y V.

El terremoto principal del 13 de Enero destruyó 108.000 casas, donde fallecieron alrededor de 844 personas, aunque uno de los aspectos más catastróficos fue la ocurrencia de deslizamientos (Jibson et al., 2004), siendo el deslizamiento de Las Colinas en Santa Tecla (Tabla 10.1a), con un volumen desplazado de 200.000 m<sup>3</sup>, el que produjo más daño. En la zona residencial de Las Colinas destruyó un gran número de viviendas y provocó la muerte de 585 personas. Además de éste, hubo cientos de deslizamientos inducidos por el terremoto, principalmente en el Sur del país, en torno a la cadena volcánica.

### 10.1.2. TERREMOTO DEL 13 DE FEBRERO

El terremoto del 13 de febrero produjo derrumbes y deslaves en extensas zonas de alta pendiente ubicadas en las proximidades de las laderas del volcán de San Vicente y en la Cordillera del Bálsamo, especialmente alrededor del lago de Ilopango y en el curso del río Jiboa. Los derrumbes se concentran en un área de 2.500 km<sup>2</sup>, en suelos con depósitos poco consolidados, fundamentalmente compuestos por Tierra Blanca, pertenecientes a la erupción de la Caldera de Ilopango (*Jibson et al., 2004*). Se destruyeron varios miles de viviendas, ubicadas principalmente en los Departamentos de La Paz, San Vicente, y Cuscatlán. Además el sismo del 13 febrero causó la destrucción total de viviendas que habían quedado solamente afectadas o dañadas en el primer terremoto ocurrido un mes antes.

Los dos terremotos indujeron tipos muy parecidos de deslizamientos, pero su distribución varía a causa del diferente origen y profundidad de ambos eventos. Como común denominador, la mayor parte de los deslizamientos se encuentran en zonas montañosas de volcanes, en depósitos piroclásticos y epiclásticos, como son la Tierra Blanca y Tobas Color Café.

Estudios realizados (*Benito et al., 2004, Martínez-Díaz et al., 2004*) demuestran que la ocurrencia del segundo sismo, el 13 de febrero de 2001, está altamente correlacionada con la ocurrencia del primer sismo del 13 de enero. Esta hipótesis ha sido explicada mediante la transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb, que permite determinar las zonas donde hay acumulación o relajación de esfuerzos tras un sismo principal. La importancia de este tipo de análisis radica en que estas zonas de máximo incremento de esfuerzos son, en principio, las más favorables a la ocurrencia de nuevos terremotos en la región.

El estudio de la transferencia de esfuerzos de Coulomb (CFS) tras el sismo del 13 de enero ha llegado a confirmar que el epicentro del sismo del 13 de febrero se situó en un lóbulo de incremento de esfuerzos tras el sismo anterior, confirmando la hipótesis de efecto de “*disparo*”. Dado que el sismo del 13 de enero ocurrió en una zona de subducción, mientras que el 13 de febrero tiene su origen en la cadena volcánica, este resultado viene a manifestar la interacción entre sismos de diferente origen (*Benito et al., 2004*). Este hecho unido al patrón histórico de sismicidad en El Salvador, con sismos de subducción seguidos cada cierto tiempo por otros de cadena volcánica, parece confirmar la interacción existente entre ambos tipos de sismicidad.

Para ratificar dicho mecanismo en la zona, se hizo una evaluación más extensa de CFS con eventos anteriores a 2001, comprobando que los de magnitud mayor de 7.0 generados en la placa de Cocos son responsables de la reactivación de fallas a lo largo de la cadena volcánica en la placa del Caribe (*Martínez-Díaz et al., 2004*).

## 10.2. Deslizamientos de 2001

Uno de los efectos más devastadores que produjeron los terremotos de 2001, fueron los deslizamientos de laderas, siendo los más catastróficos aquellos que se comportaron como flujos rápidos. De hecho, la humedad y la succión del suelo son factores clave en el desencadenamiento de deslizamientos, variando estacionalmente debido a las precipitaciones. Además, tienen un papel importante los efectos locales, los cuales producen amplificaciones en suelos blandos y poco consolidados, y en zonas con características topográficas concretas con relieves escarpados, generalmente en crestas y colinas.

Los deslizamientos del 13 de enero de 2001 han sido estudiados y recopilados por *Jibson y Crone (2001)* del USGS. Éstos se concentraron principalmente en la Cordillera del Bálsamo, el Lago Ilopango, lago Coatepeque y laderas sobre los volcanes en la parte sur del país. Los deslizamientos que produjeron más daños se sitúan en la urbanización de Las Colinas en Santa Tecla (*Tabla 10.1.a*) y en la Autovía de la Panamericana cerca de San Vicente (*Tabla 10.1.d*).

Una breve descripción de los deslizamientos más importantes ocurridos en El Salvador durante el terremoto del 13 de enero de 2001 se incluye en la *tabla 10.1*.

Tabla 10.1. Descripción de los deslizamientos de laderas más importantes inducidos por el terremoto del 13 de enero de 2001.

	<p>Localización Geográfica: 13°39,66´N y 89°17,19´W</p> <p>Efectos: La diferencia de cotas entre la corona y la base es de 160m, ancho máximo de 150 m y un volumen movilizado aproximado de 200.000 m<sup>3</sup>.</p> <p>El registro del movimiento fuerte en la estación de Santa Tecla mostró una aceleración pico de 0.9g.</p>
	<p>Localización geográfica: 13° 36,18'N; 89° 17,16' W/ 13°36,45'N; 89°17,06'W.</p> <p>Efectos: caídas de rocas que alcanzan un volumen de 2.500 m<sup>3</sup> a lo largo del corte de la vía. Destrucción de algunas casas. Aparición de algunas grietas de 2 a 3 cm, que afecta a materiales inestables, pudiendo desencadenar nuevos deslizamientos.</p>
	<p>Localización geográfica: 13° 40,56'N, 89° 20,26' W/ 13°40,30'N, 89°20,06'W.</p> <p>Efectos: fallas en los taludes que afecta a las estructuras cercanas.</p>

a) Las Colinas

b) Corte vía Zaragoza entre El Tránsito y Zaragoza

c) Vía de las Delicias a Comasagua

Tabla 10.1. (continuación)


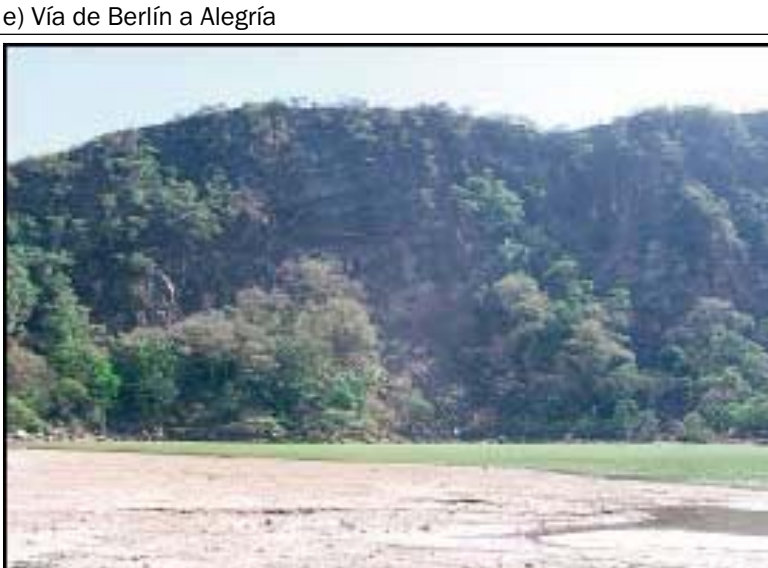
	<p>Localización geográfica: 13° 39,96'N; 88° 4,74'W</p> <p>Efectos: deslizamiento masivo de detritos sobre talud de la carretera Panamericana cerca San Vicente, al este de Ilopango, anchura 250 m, obstaculizó parte de la carretera Panamericana, con un volumen de tierras de aproximadamente 500.00 m<sup>3</sup>.</p> <p>(Fuente: E.L. Harp, U.S. Geological Survey)</p>
	<p>Localización geográfica: 13°30,34'N,88°30,46'W/ 13°30,44'N; 89°29,85'W</p> <p>Efectos: caídas de rocas, algunas con volúmenes de hasta 1.000 m<sup>3</sup>.</p>
	<p>Localización geográfica: 13° 29,56'N; 88° 29,52' W</p> <p>Efectos: caídas de rocas en el cráter de la Laguna Alegría. Volúmenes de cientos de m<sup>3</sup>.</p>

Tabla 10.1. (continuación)

	<p>Localización geográfica: 13° 30,26'N., 88° 28.60'W.</p> <p>Efectos: muchas caídas de rocas a lo largo de la carretera, algunas con volúmenes alrededor de cientos de m<sup>3</sup>. Se produjeron muchas fracturas en el terreno de más de 10 cm.</p>
<p>g) Alegría a Santiago de María</p>	<p>Localización geográfica: situado al Este de Santiago de María</p> <p>Efectos: grandes deslizamientos en la falda del volcán Usulután, que afectan a plantaciones de café.</p>
	<p>Localización geográfica: San Pedro Masahuat</p> <p>Esta ciudad se encuentra situada bajo material volcánico, presenta desfiladeros con paredes casi verticales, altura de 70-80 m y con 50m de anchura.</p> <p>Efectos: Caída de material de los desfiladeros de cientos a miles m<sup>3</sup>. Aparición de numerosas grietas y fisuras paralelas en la cima del desfiladero.</p>
<p>h) Volcán Usulután</p>	<p>i) San Pedro Masahuat</p>

El deslizamiento de las Colinas de Santa Tecla fue producido por un movimiento de propagación rápido que arrastró una gran cantidad de materiales, los cuales se comportaron como fluidos a lo largo de la ladera, durante o inmediatamente después del terremoto del 13 de enero de 2001. Muchos de los supervivientes indicaron que la estimación de la duración del deslizamiento fue aproximadamente de 45s. Aunque el mecanismo que generó el deslizamiento de Las Colinas sigue aún indeterminado. *Evans y Bent, 2004*, estimaron que la velocidad global del deslizamiento fue aproximadamente de 16 m/s, sin embargo en algunos lugares alcanzó hasta 30 m/s. A partir de los datos recogidos en campo, se cree que el deslizamiento se inició primeramente como un vuelco, produciéndose una caída en vertical, y posteriormente se desencadenó un flujo rápido del material (*figura 10.4*).



*Figura 10.3. Deslizamiento producido por el sismo del 13 de enero de 2001 en la zona de Las Colinas de Santa Tecla, con casi 600 víctimas mortales. El sismo de magnitud  $M_w$  7,7, con epicentro localizado en la costa Oeste de El Salvador, en la zona de subducción entre las placas de Cocos y Caribe, desencadenó más de 600 deslizamientos de ladera (Benito et al., 2004).*

Este deslizamiento ha sido objeto de numerosos estudios. Uno de los más significativos fue el de *Konagai et al. (2002)* que representaron el perfil de la ladera y calcularon las dimensiones de la masa deslizada (*figura 10.5*). La elevación del escarpe medido y el pie de la ladera, fueron respectivamente 1.080 m y 920 m. La masa deslizada descendió 160m sobre una distancia horizontal de 700 m. La inclinación desde el escarpe donde se inició el deslizamiento hasta donde se depositaron los materiales fue aproximadamente de  $13^\circ$  (*figura 10.6*). El volumen de la masa deslizada fue estimado aproximadamente en 200.000 m<sup>3</sup> (*Konagai et al., 2004*).



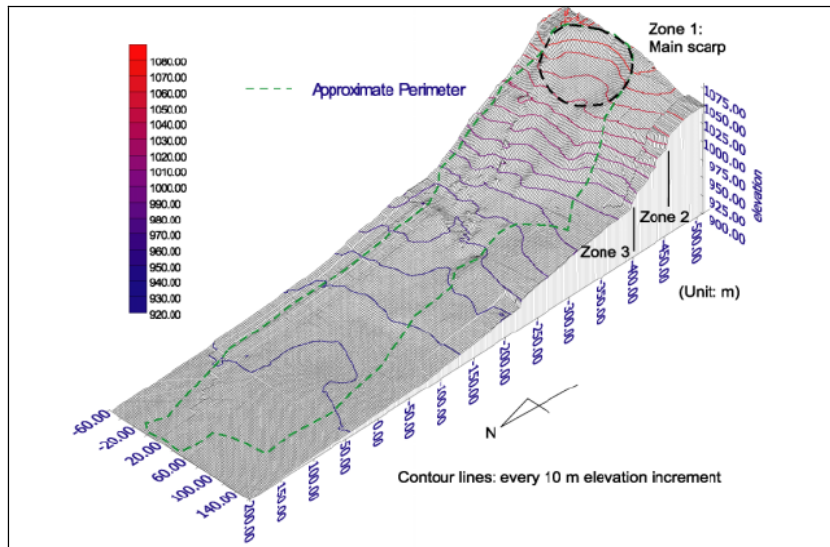


Figura 10.4. Perfil del deslizamiento de Las Colinas de Santa Tecla (Konağai et al., 2002)

El escarpe casi vertical del deslizamiento tenía una altura entorno a 25-30 m. Los depósitos expuestos en el principal escarpe eran materiales de la formación de Cuscatlán y unidades de Tierra Blanca de la formación de San Salvador.





Figura 10.5. Vista de la parte superior del escarpe donde se inició el Deslizamiento Las Colinas (Santa Tecla, 13-01-2001, USGS)

El sismo del 13 de febrero de 2001 produjo miles de deslizamientos superficiales en los alrededores del Este del Lago Ilopango, localizándose algunos de los deslizamientos más importantes en los ríos El Desagüe y Jiboa (Tabla 10.2a y Tabla 10.2b), y otros al norte del Volcán San Vicente. Además, se generaron efectos de licuefacción y deslizamientos laterales en los sedimentos saturados a lo largo de los márgenes del Lago de Ilopango (Baum et al., 2001).

Los deslizamientos fueron abundantes y concentrados en un área de 2.500 km<sup>2</sup>, particularmente, en zonas con materiales poco consolidados, como tefras de tierra blanca del periodo último del Pleistoceno y Holoceno, provenientes de la erupción de la Caldera del Ilopango. Es por esto que, la mayoría de los pequeños valles cercanos a la zona afectada, quedaron soterrados con los materiales de la laderas deslizados (*Tabla 10.2c* y *Tabla 10.2d*). No obstante, al ocurrir el terremoto en la estación seca, el flujo de agua era pequeño, y los daños fueron mínimos. Si hubiera ocurrido en la estación lluviosa (a mediados de mayo), la magnitud de la catástrofe podría haber sido sustancialmente mayor.

*Tabla 10.2. Deslizamientos de laderas más importantes inducidos por el terremoto del 13 de febrero de 2001*

	<p>a) Vista aérea de los materiales desplazados por deslizamientos en el Río Desagüe, al este del Lago Ilopango (USGS)</p>
	<p>b) Vista suroeste del deslizamiento ocurrido en el Río Jiboa (USGS)</p>

	<p>c) Vista en dirección noroeste del Volcán San Vicente de los deslizamientos producidos en la Quebrada El Blanco (volumen aproximado de 250.000m<sup>3</sup>), donde los materiales arenosos-limosos de las laderas deslizadas cubren el valle (USGS)</p>
	<p>d) Extensos deslizamientos de materiales de tierra blanca en la Quebrada El Camalote, un afluente de la Quebrada El Chagüite (USGS)</p>

### 10.3. Daños estructurales del Terremoto del 13 de Enero de 2001

La mayor destrucción debida a este terremoto se ubicó sobre la Cordillera de El Bálsamo. Según cifras oficiales, con este primer sismo los departamentos más afectados fueron Usulután, La Paz y La Libertad. El terremoto causó destrucción, afectando a gran número de viviendas en un área muy extensa debido al propio movimiento sísmico. Sin embargo, pocas personas fallecieron por colapso de viviendas, siendo los deslizamientos y derrumbes los causantes del mayor número de víctimas mortales.

La mayoría de las viviendas destruidas se encontraban en las zonas rurales de El Salvador, especialmente en una franja al Sur de la cadena volcánica. Una de las principales causas de esta gran destrucción fue la alta vulnerabilidad de las construcciones, generalmente construidas con adobe y bahareque<sup>10</sup>.

<sup>10</sup> sistema y técnica de construcción de viviendas hechas fundamentalmente con palos entretrejidos de cañas y barro.

En la capital San Salvador, se observó que viviendas y grandes edificios, construidos con hormigón o cemento, resistieron bien este terremoto. Es de destacar que el evento sísmico ocurrido en 1986, y que destruyó parte de San Salvador, trajo consigo la implementación de un nuevo código de construcción, para la prevención y mitigación de desastres ante posibles eventos futuros.

Durante este terremoto se evidenciaron los efectos de amplificación local del movimiento, tanto por la geología como de la topografía. Así, gran parte de los deslizamientos y de los mayores daños se produjeron en suelos de Tierra Blanca, muy poco consolidados y causantes de inestabilidad de laderas. Por su parte, la ciudad de Comasagua situada sobre una colina, experimentó daños considerablemente mayores que otras poblaciones vecinas, debido a la amplificación del movimiento por la topografía.

Los daños desglosados por departamentos según el Comité de Emergencia Nacional (COEN), son mostrados en la *tabla 10.3*, donde se indican el número de personas fallecidas, lesionadas, edificios públicos dañados, viviendas dañadas y destruidas, y número total de damnificados por departamento.

*Tabla 10.3. Valoración de daños por departamentos producidos por el sismo 13 de enero de 2001 (Fuente: COEN, 2001)*

Departamento	Fallecidos	Heridos	Edificios Públicos Dañados	Viviendas Dañadas	Viviendas Destruídas	Derrumbes	Damnificados
La Libertad	685	2.183	48	14.558	15.723	20	147.708
La Paz	44	147	272	25.076	17.996	75	232.135
Sonsonate	48	1.295	38	17.773	10.501	82	101.487
Santa Ana	47	327	5	13.925	4.823	27	112.561
Cuscatlán	20	43	47	4.762	4.282	17	38.119
Usulután	27	786	335	30.716	29.293	38	356.391
San Salvador	24	391	76	12.836	10.372	133	107.083
San Miguel	19	43	23	10.624	2.902	26	76.665
San Vicente	29	81	40	17.292	5.218	4	103.086
La Unión	1	8	98	2.136	268	1	13.094
Ahuchapán	0	247	60	18.540	6.553	12	71.086
Cabañas	0	7	31	1.153	309	4	2.997
Morazán	0	3	35	94	5	1	498
Chalatenango	0	4	47	307	16	5	1.250
<b>Total</b>	<b>944</b>	<b>5.565</b>	<b>1.155</b>	<b>169.792</b>	<b>108.261</b>	<b>445</b>	<b>1.364.160</b>

A partir de esta tabla, se ha creado la gráfica de porcentajes de viviendas destruidas (figura 3.10), donde destaca un daño elevado en el departamento de Usulután (27%), La Paz (16,6%), La Libertad (14,5%), Sonsonate (9,7%) y San Salvador (9,6%).

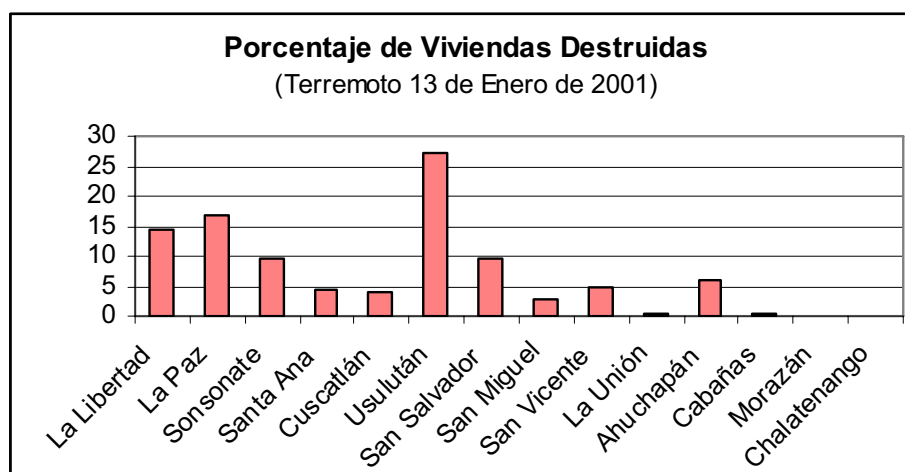


Figura 10.6. Histograma del porcentaje de viviendas destruidas por departamento por el sismo del 13 de enero de 2001.

Los departamentos con mayor destrucción en viviendas no fueron los que registraron mayor número de muertos y heridos. El mayor número de fallecidos por departamento se concentró en La Libertad, debido al deslizamiento de Las Colinas. En el departamento de San Salvador se produjeron 130 deslizamientos y derrumbes, el mayor número en todo el territorio salvadoreño. Los departamentos costeros de La Libertad, Sonsonate y Usulután fueron los más afectados en número de heridos, disminuyendo las cifras hacia el interior del país. Los mayores daños producidos en infraestructuras y el mayor número de damnificados se encuentran en el departamento de Usulután.

En cuanto a las cifras económicas del terremoto del 13 de enero de 2001 (CEPAL, 2001), se estimó que los daños y pérdidas ocasionados en El Salvador fueron de 1.255,4 millones de dólares (tabla 10.4). En el ámbito social, se perdieron escuelas y centros religiosos. También, muchas infraestructuras se vieron afectadas, haciendo que la población quedase aislada y con los servicios básicos suspendidos. Las cifras anteriores revelan que el mayor daño se concentró en la infraestructura física y equipamiento (67%).

Tabla 10.4. Resumen de los daños producidos por el terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador (Fuente: CEPAL, 2001)

	Millones de dólares				
	Total	Daños		Propiedad	
		Directo	Indirecto	Pública	Privada
<b>Total</b>	1255.5	753.4	501.9	438.4	823.2
Sociales	471.7	395.9	75.8	173.0	298.7
Educación	153.2	149.5	3.7	39.2	114.0
Salud	61.3	49.4	11.9	61.3	-
Vivienda y asentamientos humanos	257.2	197.0	60.2	72.5	184.7
<b>Infraestructura</b>	398.1	86.7	311.3	162.7	235.4
Electricidad	6.5	2.3	4.1	3.3	3.2
Agua y saneamiento	16.3	13.1	3.2	8.3	8.0
Transporte	375.3	71.3	304.0	151.1	224.2
<b>Productivos</b>	275.3	203.8	71.4	15.2	260.1
Agropecuaria y pesca	85.6	34.6	50.9	13.4	72.2
Industria, comercio, turismo	189.7	169.2	20.5	1.8	187.9
<b>Medio ambiente</b>	67.5	67.0	0.5	67.5	-
Otros daños y gastos	42.9	-	42.9	20.0	22.9

## 10.4. Daños del Terremoto del 13 de Febrero de 2001

El 13 de febrero de 2001, cuando aún no había sido concluida la evaluación de daños del terremoto del 13 de enero, el país fue sacudido por un nuevo evento con consecuencias catastróficas. A las 844 muertes que debieron lamentarse como consecuencia del primer terremoto, se sumaron con este segundo evento 315, concentrándose en los departamentos de Cuscatlán (165), San Vicente (87) y la Paz (58) (Fuente: CEPAL, sobre la base de cifras del Comité de Emergencia Nacional)

La totalidad de la población salvadoreña quedó aún más alterada en su vida cotidiana por la persistencia de continuas réplicas de los sismos, algunas de considerable intensidad. Los daños desglosados por departamentos producidos por el terremoto del 13 de febrero de 2001 (COEN, 2001), son mostrados en la tabla 10.5.

Tabla 10.5. Valoración de daños por departamentos producidos por el sismo 13 de febrero de 2001 (Fuente: COEN, 2001)

Departamento	Fallecidos	Heridos	Edificios Públicos Dañados	Viviendas Dañadas	Viviendas Destruídas	Derrumbes	Damnificados
La Paz	58	806	4	2.128	17.117	21	75.821
Cuscatlán	165	1.372	68	9.177	15.467	44	106.120
San Salvador	4	0	0	0	0	0	1.370
San Vicente	87	1.120	4	4.108	8.425	4	66.443
Morazán	1	0	3	16	0	0	0
Cabañas	0	0	0	249	254	0	2.638
Usulután	0	1	0	0	20	0	0
San Miguel	0	0	3	29	19	2	230
Total	315	3.299	82	15.706	41.302	71	252.622

El daño de este terremoto se concentra en un área más restringida que el del 13 de enero de 2001. Como podemos observar en la gráfica de porcentajes de viviendas destruidas (figura 10.7), destaca un daño muy elevado en el departamento de La Paz (41,4%), Cuscatlán (37,4%) y San Vicente (20,4%).

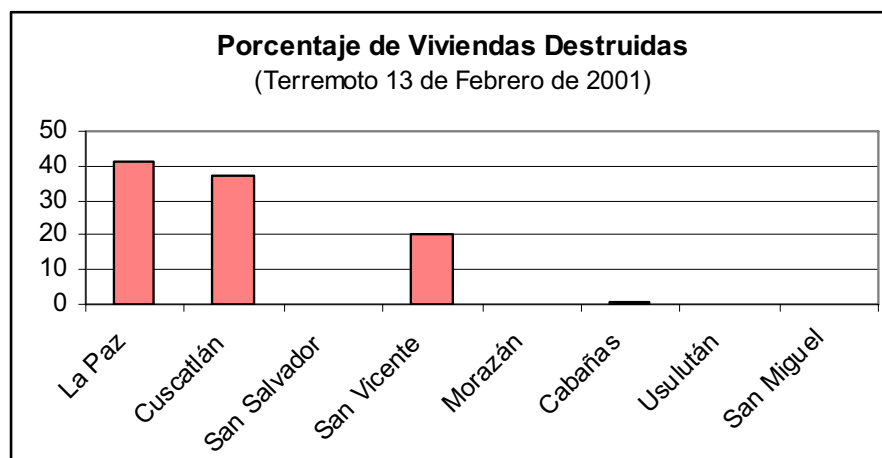


Figura 10.7. Histograma del porcentaje de viviendas destruidas por departamento por el sismo del 13 de febrero de 2001.



Figura 10.8. Vista de la destrucción de viviendas y población afectada, después de la ocurrencia de los devastadores terremotos en El Salvador (CEPAL, 2001)

Los daños y pérdidas ocasionados por el terremoto del 13 de febrero de 2001 (figura 10.8), ascendieron a 348,5 millones de dólares. Los mayores daños de este terremoto afectaron a infraestructura física, equipamiento y existencias (53%). Las cifras económicas de los daños ocasionados son mostradas en la tabla 10.6.

Tabla 10.6. Resumen de los daños producidos por el terremoto del 13 de febrero de 2001 en El Salvador (Fuente: CEPAL, 2001)

	Millones de dólares				
	Daños			Propiedad	
	Total	Directo	Indirecto	Pública	Privada
<b>Total</b>	1603.8	938.8	665.0	566.7	1037.3
Sociales	616.7	496.4	120.3	237.7	379.0
Educación	210.5	190.4	20.1	68.6	141.9
Salud	72.4	55.9	16.5	72.4	-
Vivienda	333.8	250.1	83.7	96.7	237.1
<b>Infraestructura</b>	472.3	96.7	375.6	171.2	301.2
Electricidad	16.4	3.2	13.2	3.3	13.2
Agua y saneamiento	23.1	18.7	4.4	13.1	10.0
Transporte	432.8	74.8	358.0	154.8	278.0
<b>Productivos</b>	339.3	243.7	95.6	15.3	324.1
Agropecuaria y pesca	93.1	38.5	54.6	13.4	79.8
Industria, comercio, turismo	246.2	205.2	41.0	1.9	244.3
<b>Medio ambiente</b>	102.5	102.0	0.5	102.5	-
<b>Otros daños y gastos</b>	73.0	-	73.0	40.0	33.0

Los daños causados por este segundo terremoto (348.5 millones) aumentaron en un 28% el daño ocasionado por el primero. Combinados ambos sismos los daños ocasionados representaron un 12% del producto interno bruto (PIB) del país en el año 2001, por lo que cabe considerar dicha cifra significativa.

# 11. CREACIÓN DE UN SIG PARA EL SALVADOR: SIGSAL

## 11.1. Introducción

Para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos de laderas en el escenario de nuestra aplicación se ha desarrollado un Sistema de Información Geográfica (SIG) con información específica para El Salvador, que denominaremos *SIGSAL*. Esta herramienta proporciona numerosas ventajas para el almacenamiento, integración de diferentes fuentes de datos (mapas topográficos, mapas temáticos, imágenes de satélites, etc.), análisis de datos geoespaciales, visualización y representación de resultados. Se caracteriza principalmente por ser de gran utilidad en la toma de decisiones para la evaluación y prevención de desastres naturales, como terremotos, volcanes, deslizamientos de tierras, inundaciones, etc.

El desarrollo de un SIG nos permitirá la recopilación e integración de diferentes bases de datos, mapas e información de la zona de estudio. La implementación de toda esta información en *SIGSAL* facilitará la posterior obtención de mapas de susceptibilidad y peligrosidad a los deslizamientos, siendo la mayor dificultad de estas tareas la validación de los datos georreferenciados. Como principal ventaja destaca la gran capacidad de análisis de datos espaciales y explotación de resultados, lo que conllevará un ahorro en tiempo, costo y recursos personales.

El SIG de El Salvador desarrollado, *SIGSAL*, consta de diversa información cartográfica, bases de datos e imágenes de satélite, cedida principalmente por dos organismos salvadoreños: el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) perteneciente al Ministerio de Medioambiente y Recursos naturales de El Salvador (MARN) y el Instituto Geográfico Nacional (IGN) de El Salvador. Además, el SIG se ha ido completando con otros mapas y capas de información obtenidas durante el desarrollo del estudio.

Las principales capas que componen *SIGSAL* son: cartografía base, capa Geológica, Modelo Digital del Terreno (MDT) e inventario de deslizamientos. A continuación, se comenta todo lo relacionado con la generación de cada capa.



## 11.2. Cartografía Base

La cartografía topográfica base utilizada en el trabajo ha sido la cartografía digital a escala 1:25.000 en formato *shapefile* (ArcGIS, ESRI) proporcionada por el SNET que consta de diversas capas o coberturas: límites administrativos (municipios, departamentos), hidrografía (capa lineal y superficial), vías de comunicación (red de carreteras, ferrocarril), curvas de nivel (equidistancia de 10 m), y usos de suelo.

También se dispone de otras capas de información complementaria, a escala 1:50.000 relacionadas con aspectos políticos-administrativos, biofísicos (agrológico, pedológico,...) hídricos (cuencas y regiones hidrográficas, hidrogeológicos,...) y áreas naturales.

## 11.3. Capa Geológica

En evaluaciones de peligrosidad y riesgo, es fundamental conocer la geología de la región de estudio. Por este motivo, el Mapa Geológico de El Salvador se ha implementado en SIGSAL. Dicho mapa consta de 6 hojas en papel, escala 1:100.000, y fue desarrollado por la Misión Geológica Alemana en colaboración con el Centro de Estudios e Investigaciones Geotécnicas de El Salvador (1967-1971). Contiene información de fallas, composición geotécnica, geología superficial, volcanes, etc. Las seis hojas cubren todo el país y corresponden a los términos departamentales de Sonsonate, San Salvador, San Miguel, Carolina, Chalatenango y Santa Ana. Esta información estaba solo disponible en formato analógico, por lo tanto, ha sido necesario realizar procesos de transformación a formato digital y georreferenciación de la cartografía original, contando para ello con vértices geodésicos de la cartografía digital 1:25.000, facilitada por el SNET.

El proceso seguido para la implementación del Mapa Geológico de El Salvador en el SIG, ha consistido en las siguientes fases: digitalización, generación de una base de datos, creación de la topología, georreferenciación de las coberturas, fusión de hojas contiguas, edición y validación de las coberturas. La cartografía geológica tiene una escala regional (1:100.000), por lo que los estudios que se realicen a partir de ella, son válidos para adquirir una visión global de la problemática, que en el caso de esta tesis se refiere a la peligrosidad de los deslizamientos inducidos por terremotos.

La implementación del mapa geológico en un SIG, permite tener la capacidad y control para realizar continuas revisiones y actualizaciones del mapa geológico, mediante la actualización de una única base de datos geológica. En la *figura 11.1*, se muestra una pantalla, a modo de ejemplo, del SIG desarrollado, SIGSAL.

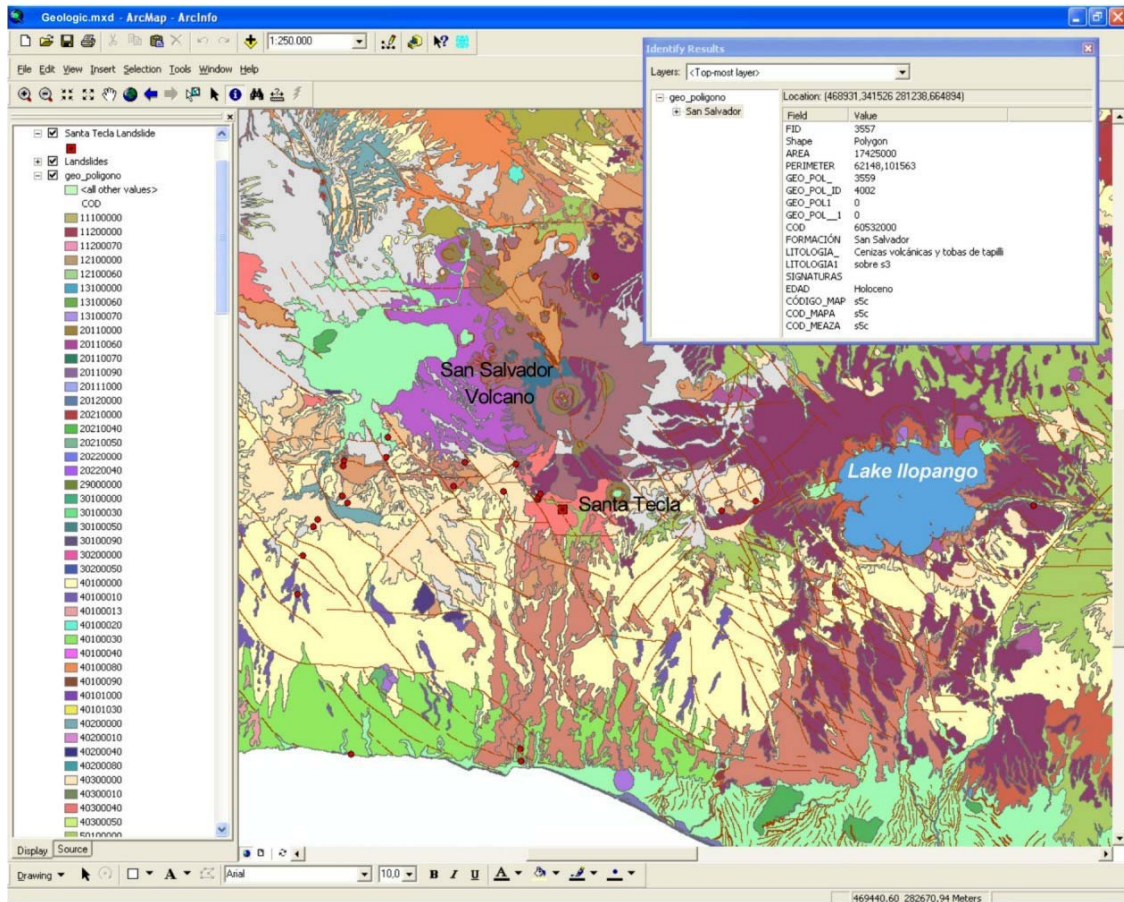


Figura 11.1 Ventana del SIG desarrollado para de El Salvador, SIGSAL. La imagen muestra distintas capas geológicas (litología, fallas, volcanes, etc.), que son catalogadas mediante asignación de un código para facilitar posteriores consultas.

A continuación, se describe brevemente el proceso seguido y las herramientas utilizadas para la formación del SIG Geológico.

### 11.3.1. PROCESO DE DIGITALIZACIÓN

La entrada de los datos constituye el primer paso en el desarrollo de un proyecto SIG. Además suele ser la fase más costosa y, normalmente la más importante, ya que la calidad del resultado final depende de la calidad de los datos de origen. Es en esta fase cuando se realiza la transformación de los datos originales a formato digital. Los datos pueden ser introducidos mediante procesos de digitalización, técnicas de teledetección, escáner, fotogrametría, taquimetría, GPS, introducción de coordenadas geográficas y de datos procedentes de otros formatos (ficheros CAD, diferentes formatos SIG), etc.

Los datos geológicos son datos analógicos que proceden de seis hojas geológicas en papel a escala 1:100.000. Por lo tanto, la cobertura geológica se ha creado mediante el proceso de digitalización y codificación de los atributos de los elementos representados. A continuación, se muestra el proceso seguido de georreferenciación e implementación de la capa geológica en el SIGSAL.

### 11.3.2. ESTRUCTURACIÓN DE LA BASE DE DATOS

La capa geológica se ha estructurado en los siguientes elementos: litología, estructuras geológicas y volcanes, habiéndose considerado inicialmente tres tipos de entidades en el SIG: poligonal, lineal y puntual. A su vez, en la entidad de volcanes hay que diferenciar las fumarolas, localidades fosilíferas y el centroide de los volcanes. Por ello, en total se han creado finalmente cinco coberturas: litología, estructuras geológicas, fumarolas y localidades fosilíferas, centroide y área de volcanes. Para definir la estructura del SIG Geológico se ha tenido en cuenta la naturaleza de cada elemento y la información contenida en el mapa. Por lo tanto, la información se ha clasificado en cinco tipos de capas o coberturas: dos capas puntuales, una de ellas con información litológica y otra con estructuras volcánicas, una capa lineal que contiene estructuras geológicas lineales y dos capas poligonales, una con información litológica y otra con contornos de volcánicos. Un esquema con la distribución adoptada se muestra en la *figura 11.2*).

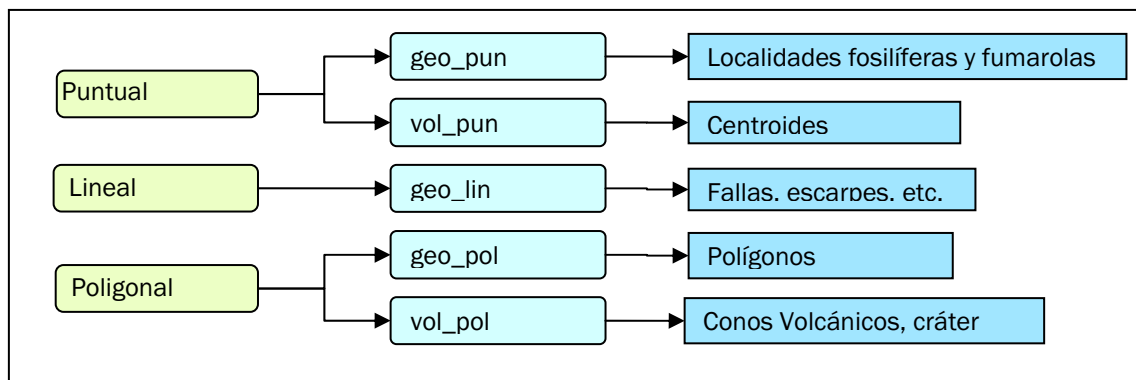


Figura 11 2. Estructura de capas del SIG Geológico de El Salvador.

Este proceso se ha llevado a cabo para cada una de las hojas clasificando su información por separado y para cada una de las cinco capas del SIG Geológico. Primeramente, se han escaneado las seis hojas geológicas a escala 1:100.000. A continuación, los elementos geológicos se digitalizaron por niveles, empleando el programa *Microstation v8*, realizando el proceso de georreferenciación y edición para cada una de las hojas. La edición ha comprendido una parte gráfica del elemento y una parte numérica de base de datos, en la cual se ha introducido un campo que almacena un código litológico unívoco para cada una de las litologías del Mapa Geológico de El Salvador. Tras este paso, los elementos de hojas adyacentes se han fusionado, creando una única topología de dichos elementos. Todo esto, ha conllevado una revisión y edición posterior, tanto para los elementos gráficos como para los códigos que comparten topología.

El programa utilizado para la fase de digitalización ha sido el software *Microstation v8*. La digitalización de las seis hojas ha comprendido una selección del tipo de entidad a digitalizar, en función de su finalidad, un establecimiento de la estructura de tipologías para formato CAD (*smartline*, *smartline* cerrada, punto, texto) y SIG (puntual, lineal, poligonal y anotación), y una selección de niveles para cada uno de los elementos a digitalizar (*tabla 11.1*). Se han obtenido 92 clases litológicas y una clase correspondiente a hidrografía (embalses y ríos). Para la identificación y clasificación de las clases litológicas en el SIG se ha asignado un código unívoco a cada litología.

Tras la digitalización de los elementos del mapa geológico se procede a la generación de la base de datos del SIG. Para ello, a cada litología se le añade un código unívoco formado por 8 dígitos. Estos códigos se han generado para facilitar la tarea de clasificación y

explotación de los elementos geológicos representados en el mapa. El código de la capa litología (poligonal) se compone de 2 dígitos para cada uno de los niveles, viene expresado de la siguiente forma: AABCCDD. En dicho código los dos dígitos de cada nivel indican la formación, la litología primaria, la litología secundaria y unidades complementarias, respectivamente.

- AA Formación
- BB Litología nivel 1
- CC Litología nivel 2
- DD Unidades complementarias

Los dígitos AA asignados a cada formación están indicados en la *tabla 11.1*. Asimismo, los códigos asignados a la litología principal 1 (BB) y litología secundaria 2 (CC) son números que aumentan cuanto más reciente es la formación geológica (*tabla 11.2*). Para completar el código de 8 dígitos, debemos tener en cuenta si la litología en cuestión posee unidades complementarias (DD) o no. En el caso afirmativo, se asignan los valores de la *tabla 11.3*, mientras que en caso negativo (no hay unidades complementarias) el código correspondiente sería 00.

Si el material litológico tuviera una mezcla de unidades complementarias, el código se crea a partir del primer dígito de cada signatura, por ejemplo para el código 40100013, los dos últimos dígitos (13) indican la combinación de limo rojo (10) y epiclastitas volcánicas fluviales (30).

*Tabla 11.1. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a la Formación litológica (AA).*

Formación		Código (AA)
San Salvador		60
Cuscatlán		50
Bálsamo		40
Chalatenango		30
Morazán		20
Estratos Metapán	Valle de Ángeles	13
	Grupo Yojoa	12
	Todos Santos	11

Tabla 11.2. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a la formación (AA), litología primaria (BB) y litología secundaria (CC).

Esquema volcano-estratigráfico Litología 1		Litología 2	Formación (AA)	Código Litología 1 (BB)	Código Litología 2 (CC)
<b>(Qf)</b> Depósitos sedimentarios del cuaternario	Depósitos acuáticos con intercalaciones de piroclastitas		60	60	60
	Depósitos de estuario	con/sin manglares	60	60	51-52
	Playa con nivel antiguo de costa		60	60	42
	Barra costera con nivel antiguo de costa		60	60	41
	Depósitos coluviales sin representación de depósitos subyacentes.		60	60	32
	Depósitos coluviales con representación de depósitos subyacentes (por ejemplo Blockchutt...)		60	60	31
	Cono de deyección		60	60	20
	Suelo anmoor		60	60	10
<b>(s5'c):</b> Cenizas volcánicas y tobas de tapilli	Sobre s3'b, s3'a y s4	60	53	10-20-30	
<b>(s5'b):</b> Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder.)		60	52	00	
<b>(s5'a):</b> Efusivas básicas - intermedias		60	51	00	
<b>(s4):</b> "Tierra blanca": piroclastitas ácidas y apiclastitas volcánicas subordinadas, localmente efusivas ácidas (s3'b)		60	40	00	
<b>(s3'b):</b> Efusivas ácidas		60	32	00	
<b>(s3'a):</b> Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café")	Sobre lavas	60	31	10	
<b>(s2):</b> Efusivas básicas -intermedias, piroclastitas subordinadas		60	20	00	
<b>(s1):</b> Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas, localmente efusivas básicas -intermedias	Sobre lavas	60	10	10	
<b>(c3):</b> Efusivas básicas-intermedias		50	30	00	
<b>(c2):</b> Efusivas ácidas y intermedias ácidas (ocurrencias aisladas en parte eventualmente =ch2)		50	20	00	
<b>(c1):</b> Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas	Sobre depósitos lacustres, fluviales, m o ch.	50	10	11-12-20	
<b>(b3):</b> Efusivas básicas-intermedias		40	30	00	
<b>(b2):</b> Efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)		40	20	00	
<b>(b1):</b> Epiclastitas volcánicas y piroclastitas, localmente efusivas básicas -intermedias intercaladas.	facies claro (con lapilli claro)	40	10	10	
<b>(ch2):</b> Efusivas ácidas, piroclastitas ácidas subordinadas		30	20	00	
<b>(ch1):</b> Piroclastitas ácidas, ignimbritas, epiclastitas volcánicas, localmente efusivas ácidas intercaladas		30	10	00	
<b>(l):</b> Rocas intrusivas ácidas hasta intermedias		29	00	00	
<b>(m2'b):</b> Piroclastitas intermedias hasta intermedias-ácidas, epiclastitas volcánicas, efusivas subordinadas		20	22	00	
<b>(m2'a):</b> Efusivas intermedias hasta intermedias- ácidas piroclastitas subordinadas (alteración regional por influencia hidrotermal)		20	21	00	
<b>(m1'b):</b> Efusivas ácidas y ignimbritas localmente piroclastitas		20	12	00	
<b>(m1'a):</b> Piroclastitas ácidas hasta intermedias, en la parte basal localmente efusivas intermedias hasta intermedias-ácidas	Piroclastitas blancas	20	11	10	
<b>(Vs):</b> Capas rojas (conglomerado de cuarzo y caliza, areniscas, siltitas, lutitas), localmente vulcanitas intermedias intercaladas		13	10	00	
<b>(ya):</b> Calizas y calizas margosas con una intercalación de capas rojas (capas rojas mapeadas como ts)		12	10	00	
<b>(ts):</b> Conglomerados de cuarzo principalmente rojos, areniscas, siltitas, lutitas, localmente vulcanitas intermedias intercaladas, en la parte superior localmente incluyendo capas rojas del grupo Yojoa		11	20	00	
<b>(ts'm):</b> Metasedimentos, Metavulcanitas, principalmente ts, en parte eventualmente más antiguas o más jóvenes		11	10	00	

Tabla 11.3. Codificación de entidades poligonales del SIG (capa geo-pol) respecto a las unidades complementarias (DD).

Unidades Complementarias	Código (DD)
Ignimbritas	90
Escorias y cínider	80
Rocas efusivas intermedias intercaladas	70
Metamorfismo de contacto	60
Silificación	50
Alteración hidrotermal	40
Epiclastitas volcánicas (fluviales)	30
Facies de cuencas (fluvio-lacustre)	20
Limo rojo	10

Los elementos lineales y puntuales del SIG también están asociados a un código numérico formado por 6 dígitos, éstos son mostrados en la *tabla 11.4*.

Tabla 11.4. Elementos lineales y puntuales de la capa geológica y sus respectivos códigos.

Código	Descripción
100001	Contacto geológico visible
100002	Contacto geológico supuesto
200001	Falla visible
200002	Falla supuesta
200101	Falla con componente de desplazamiento horizontal
230003	Fotolineación : principalmente diaclasas o fallas
450003	Fotolineación : estructuras de fluencia
600100	Cono volcánico
600200	Estructura volcánica sin cráter
600300	Cráter, caldera
600400	Estructura anular
600500	Escarpe de colada
610100	Dique básico-intermedio
610200	Dique ácido
620000	Veta mineral
700100	Escarpe de terraza
700200	Paleocauce
600000	Centro de la estructura Volcánica
450004	Fotolineación: estratificación
700300	Rumbo y buzamiento
700400	Posición horizontal
700500	Fumarola
700600	Localidad fosilífera

La estratigrafía, formación y unidades litológicas principales de El Salvador son mostradas en la *Tabla 11.5*, según la leyenda del Mapa Geológico de El Salvador (escala 1:000.000).

Tabla 11.5. Leyenda litológica del Mapa Geológico de El Salvador.

	Edad	Periodo Geológico		Formación	Litología	Leyenda	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		San Salvador	Q´f		
					s5´c		
					s5´b		
		s5´a					
		s4					
		s3´b					
	Pleistoceno	s3´a					
		s2					
		s1					
	Terciario	Plioceno			Cuscatlán	c3	
						c2	
						c1	
Mioceno		Bálsamo	b3				
			b2				
			b1				
Oligoceno	Chalatenango	ch2					
		ch1					
		Eoceno	Morazán	m2´b			
m2´a							
m1´b							
Paleoceno	m1´a						
	Valle de Ángeles	vs					
		Mesozoico		Cretácico	Superior		
Inferior							
Jurásico				Yojoa	ya		
			Todos los Santos	ts ts´m			

### 11.3.3. GEORREFERENCIACIÓN

El proceso de georreferenciación nos permitirá realizar medidas precisas y directas de distancias, ángulos, posiciones y áreas en las imágenes. Para ello, se aplicarán diversas transformaciones que permiten transportar las coordenadas imagen a las coordenadas terreno en un sistema de proyección determinado.

En la cartografía geológica original de El Salvador a escala 1:100.000, la proyección que se utilizó fue Cónica Conforme de Lambert y datum NAD27 con el elipsoide de referencia Clarke 1866 (*Norteamerican Datum 1927*). Los parámetros del sistema de proyección se muestran en la *tabla 11.6*.

Tabla 11.6. Parámetros del Sistema de Proyección empleado para El Salvador.

Sistema de Proyección de El Salvador Cónica Conforme de Lambert y Datum NAD_1927
Proyección: Cónica Conforme de Lambert Falso Este: 500000,000 m Falso Norte: 295809,184 m Meridiano central: -89°00000 Paralelo estándar 1: 13°31667 Paralelo estándar 2: 14°25000 Latitud de origen: 13° 78333 Unidad: Metro
Datum NAD 1927 Elipsoide de referencia: Clarke 1866 Semieje mayor (a): 6378206.400 m Semieje menor (b): 6356583.800 m Factor de aplastamiento (f=1-b/a): 294.978698

Para la georreferenciación de las hojas geológicas utilizamos puntos de referencia de coordenadas conocidas. En nuestro caso se han empleado algunos de los vértices geodésicos disponibles en la cartografía digital 1:25.000 de El Salvador. El programa utilizado ha sido *Microstation v8* junto con el módulo *Descartes*. A las hojas geológicas escaneadas se les ha aplicado una transformación, empleando los puntos de referencia, es decir los puntos de la imagen de los cuales conocemos sus coordenadas geográficas. Existen diferentes transformaciones: similitud, afín, proyectiva, etc. En nuestro caso, se ha realizado la transformación *Helmert* o de similitud, que calcula los parámetros de translación, rotación y escala de los puntos seleccionados de la imagen. Los datos necesarios a introducir son las coordenadas (X, Y) reales de los vértices geodésicos y las coordenadas (x, y) imagen de los vértices.

Los resultados de la transformación de similitud dependen de la elección y distribución de los puntos. El número de vértices elegidos ha dependido de la información vectorial disponible en cada hoja, entre 6 y 12 puntos. Para la elección de los vértices se ha procurado que éstos estuvieran homogéneamente distribuidos a lo largo de la hoja a transformar. Tras aplicar la transformación se obtienen los residuos del ajuste, correspondientes a las coordenadas (x, y) obtenidas en cada vértice, y al error medio cuadrático (RMS). Los puntos con mayores residuos para el ajuste han sido generalmente eliminados y no han sido tenidos en cuenta, seleccionando los puntos con los residuos más pequeños. Tras este paso, se realiza un proceso de creación de topología a cada una de las capas.

Por último, se procede a la georreferenciación de estas coberturas según proyección y datum de El Salvador. Este proceso implica la creación de un fichero de vértices iniciales (*tics\_ini*) y un fichero de vértices finales (*tics\_fin*), empleando para ello, las herramientas de transformación *Helmert*. El fichero de ajuste de transformación incluye la siguiente información: escala, rotación, translación, error RMS, parámetros de la transformación y errores en x e y de cada punto.



### 11.3.4. EDICIÓN

Las herramientas de edición permiten la edición de arcos, nodos, corrección de errores, atributos de arco y nodos. La edición de coberturas es empleada en una primera fase para la corrección de errores de arcos y nodos dentro de una misma hoja. Asimismo, en una fase posterior esta herramienta es utilizada para unir los nodos de los arcos de hojas contiguas. Además, la edición de nodos es utilizada para separar, unir y mover nodos. También es posible corregir los tres tipos de errores comunes que se producen entre arcos y nodos, que son el error *under*, *over* e *inter*. El error *under* se genera cuando dos arcos muy próximos no llegan a cortarse. El error *over* se produce cuando un nodo final o inicial de un arco sobresale del punto de intersección de otro arco muy próximo al primero. El error *inter* se presenta cuando no existe el nodo de intersección de dos arcos. Además, la edición de los atributos de arcos y nodos también es posible. En la *figura 11.3* se muestra un ejemplo de la edición de los nodos y arcos de una de las hojas de El Salvador.

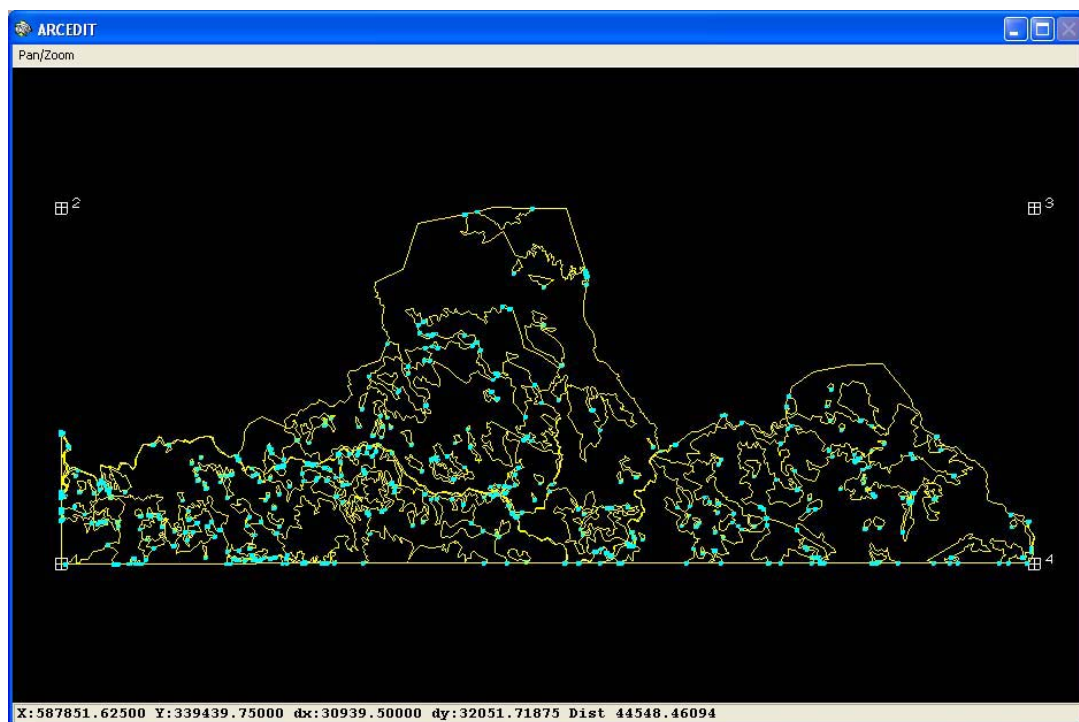


Figura 11.3. Ventana de la aplicación que muestra la edición de las coberturas de una hoja.

### 11.3.5. VALIDACIÓN

Para la comprobación del resultado de este proceso se superpuso la imagen del mapa geológico georreferenciada con los mismos parámetros sobre los elementos de la cartografía vectorial 1:25.000, no utilizados en la transformación (ríos, líneas de ferrocarril y vías de comunicación). De la comprobación anterior, se puede concluir que si consideramos el ferrocarril y algunos vértices geodésicos, como elementos más fiables para la comprobación, se observan generalmente discrepancias dentro de la tolerancia (20 metros), que en algunos casos llegan a ser de 60 m. Las discrepancias encontradas pueden ser atribuidas a diversas causas, aunque la más probable puede ser debida a que los elementos tomados para la comprobación han sufrido cambios o han sido modificados durante este periodo tiempo, dado que la diferencia de fechas entre ambas cartografías es aproximadamente de 30 años.

Finalmente, las coberturas geológicas han sido implementadas en SIGSAL, permitiendo el análisis y consulta de la información geológica, y ayudando a la toma de decisiones en temas de prevención y mitigación de riesgos naturales. Asimismo, SIGSAL facilitará tareas de actualización, edición, revisión, visualización y representación de mapas a diferentes escalas.

El SIG Geológico ha sido transferido al SNET, y está siendo utilizado en la definición de planes y políticas para la prevención y mitigación de desastres naturales de El Salvador. La cartografía geológica tiene una escala regional (1:100.000), por lo que los estudios que se realicen serán válidos para adquirir una visión global del problema en cuestión, siendo necesario la obtención de cartografía más detallada, escalas más grandes (>1:10.000), para actuaciones locales.

#### 11.4. Modelo Digital del Terreno (MDT)

Un modelo digital del terreno (MDT) se puede definir como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Doyle, 1978). El MDT contiene información de dos tipos: en el primero la información se da de forma explícita, es decir, mediante los propios datos contenidos en el modelo (ej. los estadísticos básicos: media, varianza, etc.), y en el segundo la información se incluye de forma implícita, en el sentido de que intervienen las relaciones espaciales entre los objetos o datos. Esta segunda información se utiliza sobre todo para construir modelos derivados que dan cuenta de nuevas variables topográficas (pendiente, orientación, rugosidad, etc.). Para ello, se utiliza la información estructural implícita en el modelo digital y, por tanto, en las relaciones topológicas de los datos. Las operaciones implicadas suelen ser de ámbito local, es decir, usan los datos de un entorno limitado de cada punto.

Para la construcción de un MDT, a partir de información vectorial (puntos de apoyo, curvas de nivel,...) es necesario la construcción de una red de triángulos irregulares (TIN) o malla regular (*grid*). Un TIN son triángulos contruidos ajustando un plano a tres puntos cercanos no colineales (*figura 11.4*). Éstos se adosan sobre el terreno formando un mosaico que puede adaptarse a la superficie con diferente grado de detalle, en función de la complejidad del relieve.

El método de triangulación utilizado es la *triangulación Delaunay*<sup>11</sup>. El TIN se puede decir que es la estructura más adecuada para generar el MDT, por la capacidad de representar un relieve complejo. Los triángulos varían de tamaño en función de la rugosidad del terreno. Los triángulos grandes son válidos en el caso de terrenos planos o de pendientes muy suaves, mientras que los triángulos pequeños pueden modelar mejor terrenos muy accidentados.

---

<sup>11</sup> Triangulación Delaunay: es una estructura computacional que permite la construcción de una triangulación óptima para la representación del terreno. Se cumple los condicionantes computacionales y geométricos, donde los triángulos formados son lo más regulares posibles, la longitud de los lados de los triángulos es mínima, y la triangulación formada es única, dando lugar a la red irregular de triángulos más fiable a la superficie real.

Sin embargo, los modelos basados en TIN son más difíciles de manejar que la matriz regular, especialmente en procesos de análisis, superposición y combinación temática. Por este motivo, lo más frecuente es generar primeramente el modelo TIN, y posteriormente, crear un modelo matricial regular (grid). Éste se denomina modelo digital de elevaciones (MDE) si se almacena la información de la altitud correspondiente a cada celda.

A partir de los datos topográficos con curvas de nivel cada 20 m, se ha construido un modelo digital del terreno (MDT), con formato *grid* de tamaño de celda de 100 m (*figura 11.5*). Este modelo ha servido de base para generar los mapas derivados que representan la morfología del relieve (pendientes, orientaciones, curvatura, rugosidad del terreno, etc.).

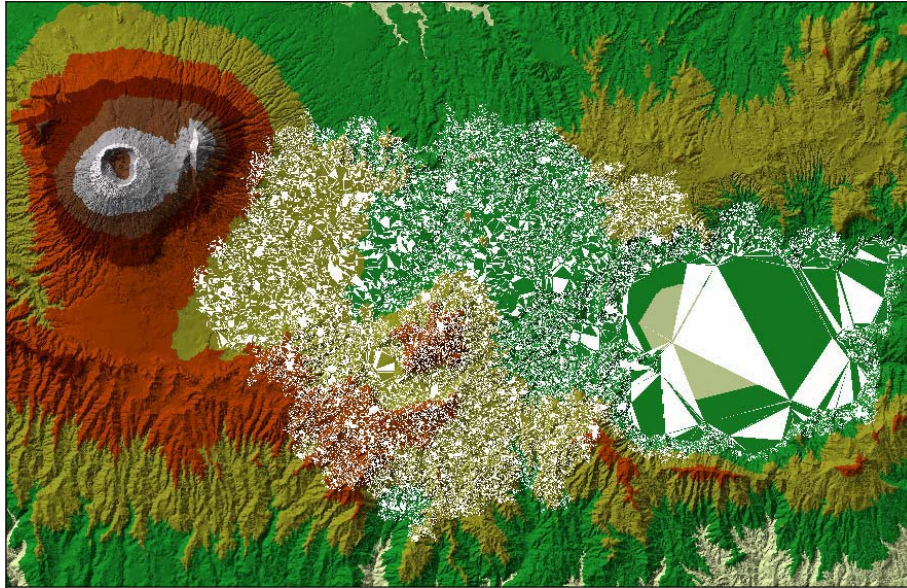


Figura 11.4. Red de triángulos irregulares o TIN (Triangulate Irregular Network).

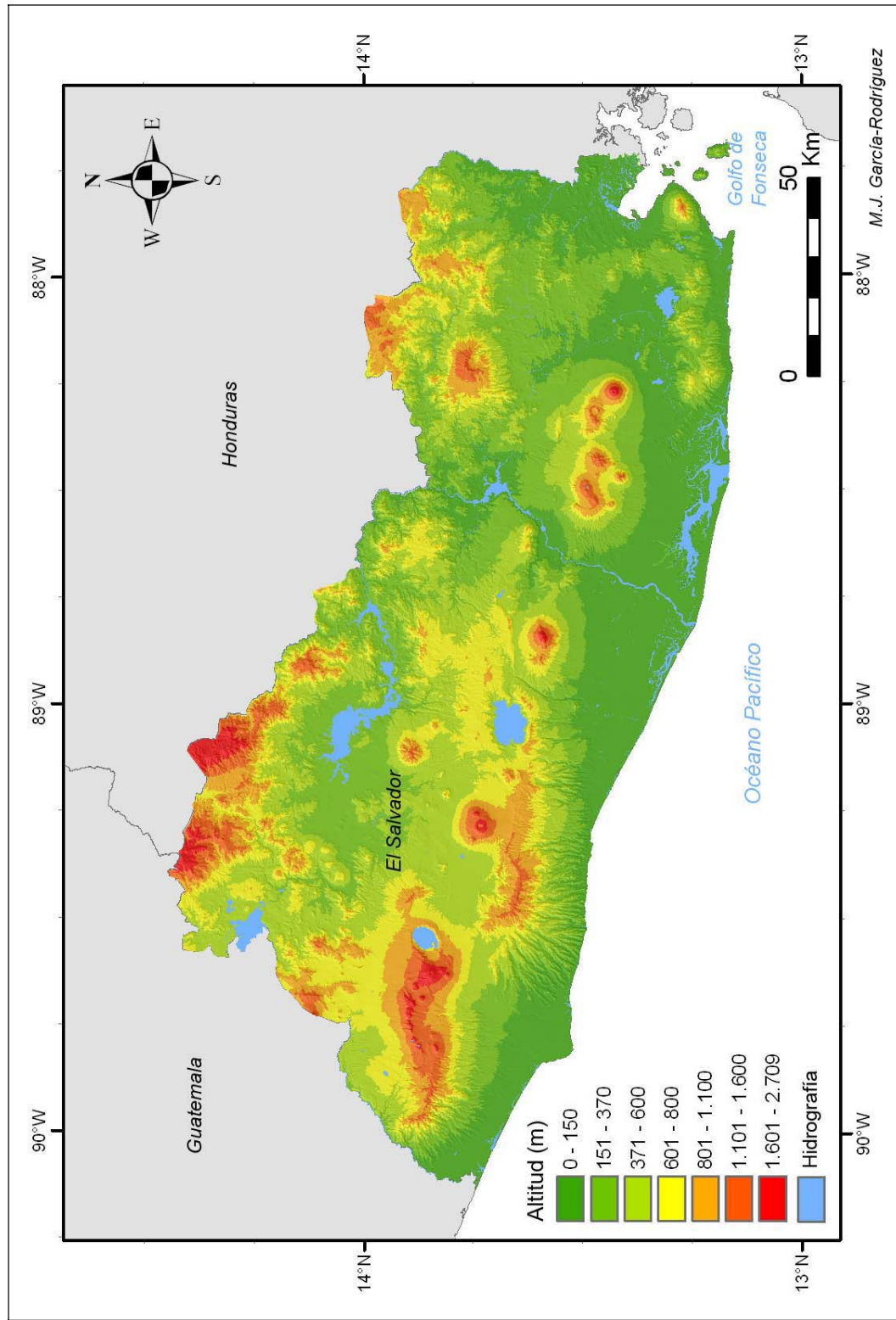


Figura 1.1.5. Modelo Digital del Terreno con representación de las altitudes en metros (tamaño de celda de 100x100 m).

## 11.5. Inventario de deslizamientos de laderas

### 11.5.1. GENERALIDADES

Una de las principales dificultades en estudios de peligrosidad de deslizamientos radica en la necesidad de disponer de un buen inventario de movimientos de ladera, que sea adecuado y completo para el análisis a realizar, algo que no siempre es fácil o accesible. El reconocimiento de los deslizamientos en el terreno, o a partir de imágenes de satélite y fotografías aéreas, en el que se requiere hacer una distinción entre las fracturas de falla o escarpe y los depósitos, supone una gran dificultad según expertos investigadores en esta área (*Guzzetti et al., 2000*). Por este motivo, surge la necesidad de recopilar convenientemente la información del inventario de deslizamientos para la evaluación de la susceptibilidad, distinguiendo tipo de deslizamiento, volumen y material deslizado, localización geográfica del escarpe, etc. *Chacón et al. (1992 y 1993)* proponen el empleo de datos de los píxeles del terreno del entorno de la zona de ruptura o escarpe para el análisis de la susceptibilidad y no los cubiertos por el depósito o masa cuya susceptibilidad no está relacionada con la rotura.

Un inventario de deslizamientos debe contener la distribución espacial de los movimientos de ladera en el área de estudio, que pueden ser representados por superficies afectadas o por puntos que señalan el inicio de un deslizamiento. Los inventarios pueden realizarse por medio de trabajo de campo, fotointerpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite, o análisis de bases de datos históricos del área. Generalmente, proveen información por un periodo corto de tiempo, pero no dan ninguna idea de los cambios temporales en la distribución de movimientos de masa.

A partir de un inventario de deslizamientos de laderas, se pueden desarrollar análisis y representaciones cartográficas en función de la distribución de movimientos de masa, de la densidad y la actividad, suponiendo que se disponga de fuentes de información multitemporales. Estos inventarios son la base de cualquier estudio de evaluación de susceptibilidad y/o peligrosidad, aunque su aplicación a escala regional suele ser limitada (*Soeters y Van Westen, 1996*).

Un mapa con el inventario de movimientos de ladera, tiene una gran utilidad, y su obtención es el primer paso en cualquier programa de prevención y mitigación del riesgo asociado. En algunos países se han realizado para cubrir la información general y básica en áreas susceptibles a deslizamientos. Según *Brabb (1993)*, los resultados mostrados de una encuesta sobre la disponibilidad de estos mapas en los inicios de la Década Internacional de Mitigación de Peligros Naturales (1991-2000), indicaban una carencia generalizada de representaciones cartográficas de inventarios de movimientos de ladera en Europa, donde la mayoría de los países mostraban una cobertura entre 0 y 25% de sus territorios, excepto Austria y Hungría. En Asia la situación era muy similar, aunque en algunos países superaban el 25% como Corea (50-60%), Taiwán (50-60%), Hong-Kong y Nueva Zelanda (más del 75%). En la actualidad, en muchos países los servicios geológicos, las agencias medioambientales y otras agencias gubernamentales están llevando a cabo diferentes proyectos de cartografía de movimientos de ladera aplicados en un entorno SIG.

En los últimos años, se han publicado un extenso número de artículos referentes a la evaluación de la susceptibilidad y/o peligrosidad a los deslizamientos y SIG, sin embargo a pesar de esta gran difusión, quedan aún por resolver conceptos y metodologías fundamentales. Muchos de ellos, tratan de metodologías, áreas de trabajo y escalas de

trabajo muy diferentes entre sí, no pudiendo realizar comparaciones entre los trabajos, puesto que no existen normativas ni regulaciones técnicas en esta materia.

### 11.5.2. INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS ASOCIADOS A LOS SISMOS DE 2001 EN EL SALVADOR

Para la aplicación metodológica desarrollada, se ha creado una base de datos de deslizamientos de laderas de El Salvador, correspondiente a los deslizamientos producidos por los terremotos del año 2001 (*figura 11.6*). La mayoría de los datos de deslizamientos fueron recopilados por el SNET después del terremoto del 13 de enero de 2001. Asimismo, esta base de datos se ha completado con otros deslizamientos registrados por el USGS (*United States Geological Survey*), (*Jibson and Crone, 2001*).

En este inventario se observa que la mayoría de los deslizamientos inducidos por terremotos se presentan en laderas casi verticales que son altamente susceptibles, pudiendo variar de pocos metros a centenares de metros. En cuanto a la localización de los deslizamientos se observó que la mayoría de éstos se encuentran a lo largo de una franja comprendida entre la Costa Pacífica y la Cadena Volcánica para el evento del 13 de enero de 2001, abarcando principalmente las zonas pobladas y vías principales, lo que hace suponer que éste no es del todo completo.

Existen diferentes tipos de eventos registrados como grietas, caídas de muro, licuefacción, etc. Para nuestro estudio, se realiza una depuración de este inventario, excluyendo estos tipos no contemplados como deslizamientos. De este modo, el número total de deslizamientos registrados para el terremoto del 13 de enero de 2001, es de 112 (*tabla 11.7*). Sin embargo, según *Jibson y Crone (2001)* estiman que los deslizamientos ocurridos fueron entorno a 250, lo que evidencia que la base de datos no es completa y no recoge todos los movimientos de ladera producidos.

Para el segundo terremoto, el SNET registró un menor número de deslizamientos en comparación con los resultados del primer terremoto. Tan solo incluyen 62 deslizamientos en su base de datos, localizados la mayoría en la cadena volcánica, concentrándose alrededor del lago Ilopango y estando muy próximos entre sí.

El mapa que representa el inventario de los deslizamientos de nuestra base de datos y que empleamos en el posterior análisis de susceptibilidad y peligrosidad se muestra en la *figura 11.6*.

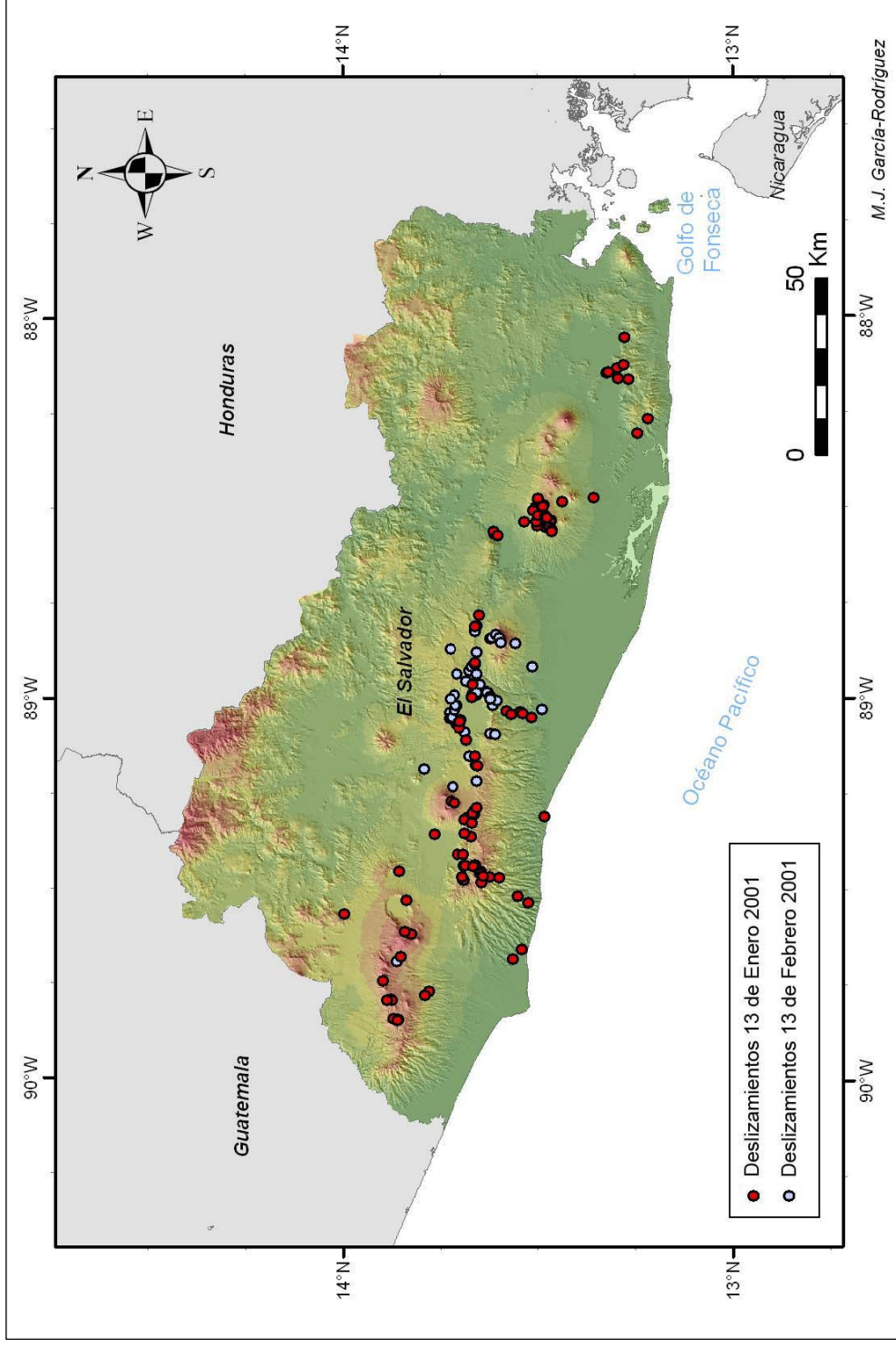


Figura 11.6. Inventario de deslizamientos de laderas depurado para la realización del posterior análisis de susceptibilidad y peligrosidad. Los puntos rojos indican deslizamientos inducidos por el sismo del 13 de enero (112 registros) y los puntos azules los del 13 de febrero de 2001 (62 registros).

Tabla 1.1.7. Inventario depurado de los deslizamientos de laderas inducidos por el sismo del 13 de enero de 2001 en El Salvador.

ID	Denominación	Departamento	Municipio	Pendiente	Volumen	Coordenada X	Coordenada Y	Descripción posición
1	Derrumbe cerca Puente Cuscatlán	San Vicente	San Ildefonso	100	120	546749.5	277297.0	Talud junto a carretera panamericana
2	Derrumbe	Sonsonate	Juayua	90%	5,000-6,000m <sup>3</sup>	426730.0	303932.8	Desvío San José La Majada
3	Derrumbe gran riesgo	Usulután	Alegria	casi vertical	800m <sup>3</sup>	56527.0	265012.3	Talud de la carretera
4	Derrumbe en Laguna Alegria	Usulután	Alegria	casi vertical	> 400 m <sup>3</sup>	554807.2	263407.6	Borde interior del cráter
5	Derrumbe	Usulután	Alegria	100%	100m <sup>3</sup>	554331.1	265290.3	Derrumbe, talud de carretera
6	Derrumbe	Usulután	Alegria	casi vertical	700-900m <sup>3</sup>	553335.9	265220.6	taludes de carretera (derecho e izquierdo)
7	Derrumbe	Usulután	Alegria	casi vertical		553155.8	265082.0	Talud de carretera
8	Derrumbe	Usulután	Alegria	mayor 100%	>750m <sup>3</sup>	552296.6	264674.7	Derrumbe, talud de carretera
9	Derrumbe	Usulután	Berlín	90%		550501.6	261380.0	Derrumbe en ladera sur complejo Tecapa
10	Derrumbes	Usulután	Alegria	Vertical	400m <sup>3</sup>	554266.5	265715.8	Derrumbe, escarpe en borda Este caldera de Berlín
11	Derrumbes	Usulután	Alegria	casi vertical	150m <sup>3</sup>	553381.7	266330.1	Talud de calle entre La Flecha y Guallinal
12	Derrumbes	Usulután	Alegria	casi vertical	5,000m <sup>3</sup>	553294.6	266323.8	Talud de carretera
13	Derrumbes	Usulután	Berlín	casi vertical		552442.9	263651.7	Paredes o escarpes interiores de cráter volcánico
14	Derrumbes	Usulután	Berlín	80%		550396.3	261364.4	Talud de calle
15	Derrumbes	Usulután	Berlín	90%	100m <sup>3</sup>	550278.7	261536.2	Derrumbe ladera Cerro La Palma, talud calle
16	Derrumbes	Usulután	Berlín	casi vertical	1,000m <sup>3</sup>	550073.9	263253.6	Talud de Carretera
17	Derrumbes (muy inestables)	Usulután	Berlín	casi vertical	340m <sup>3</sup>	550037.5	263431.8	Talud de la carretera salida a San Agustín
18	Derrumbes	Usulután	Berlín	casi vertical	140m <sup>3</sup>	548962.0	262750.6	Talud de carretera
19	Talud de Carretera	Usulután	Berlín	casi vertical	50m <sup>3</sup>	548625.3	262682.4	Talud de la carretera
20	Derrumbes	Usulután	Berlín	casi vertical	30m <sup>3</sup>	548425.6	261710.9	Talud de Carretera
21	Derrumbes	Usulután	San Agustín	casi vertical	500m <sup>3</sup>	547777.2	261027.6	Taludes izquierdo y derecho de carretera
22	Derrumbes	Usulután	San Agustín	casi vertical	2,000m <sup>3</sup>	547476.4	261039.3	Talud de carreteras
23	Derrumbe en carretera	San Vicente	San Ildefonso	>100%	42 m <sup>3</sup>	547369.0	277531.8	Talud de carretera de Norte a Sur
24	Derrumbe	San Vicente	San Vicente	casi vertical	150 m <sup>3</sup>	546125.8	276392.4	Talud oeste pegado a canaleta de riego
25	Zona Los Chorros	La Libertad	Colón	70%		465416.9	285637.7	Derrumbe parte intermedia de la loma
26	Derrumbes	Santa Ana	El Congo	90%	1,500-1,600m <sup>3</sup>	442570.6	302334.8	Costado SE del Lago Coatepeque
27	Deslizamiento	Ahuachapán	Apaneca	70-80		414501.8	306740.9	Se ubica sobre la cordillera de Apaneca
28	Derrumbe	Santa Ana	Santa Ana	90-100%	1,500m <sup>3</sup>	432973.6	301120.6	Se encuentra a un Km. del Hotel
29	Derrumbe	Ahuachapán	Concepción de Ataco	70%	1,000-1,500 m <sup>3</sup>	409099.1	306028.0	30NE beneficio El Molino
30	Derrumbe	Ahuachapán	Concepción de Ataco	100%	1,000m <sup>3</sup>	408793.4	304712.9	Carretera de Ahuachapán a Ataco Km. 48
31	Derrumbe	Ahuachapán	Concepción de Ataco	90-100%	4,000-5,000m <sup>3</sup>	408483.7	305011.4	A la entrada municipio de Ataco
32	Derrumbe	La Libertad	San Juan Opico	60% - 70%		461299.9	294550.7	
33	Derrumbe	Santa Ana	Santa Ana	80-90%		433830.5	302915.6	
34	Derrumbe	La Libertad	Jicalapa	mayor 100%	100m <sup>3</sup>	443800.0	270750.0	Elevación rocosa, cerro
35	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Jayaque	>100%	900m <sup>3</sup>	452700.0	282750.0	Talud en camino



36	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Tainique	60 grados	1.800m <sup>3</sup>	460700.0	284000.0	Ladera de colina
37	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Nueva San Salvador	>100%	600m <sup>3</sup>	464500.0	283600.0	Cima de la cordillera El Balsamo
38	Desprendimiento de rocas	La Libertad	La Libertad	95-100%	10-15 m <sup>3</sup>	466500.0	263000.0	Costa pacifica
39	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Nueva San Salvador	30	8-10m <sup>3</sup>	467065.0	283020.0	Talud de corte en camino
40	Deslizamiento de tierra y derrumbe	La Libertad	Nueva San Salvador	50 grados	50m <sup>3</sup>	467125.0	283200.0	Margen izquierdo calle a Comasagua
41	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Nueva San Salvador	60 grados	15m <sup>3</sup>	467250.0	283400.0	Talud en camino
42	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Santo Tomas	70 grados	1.000m <sup>3</sup>	483500.0	282850.0	Talud en camino a Comasagua
43	Derrumbe	San Vicente	San Cayetano Istepeque	100		520733.1	282330.3	Loma
44	Derrumbe	San Salvador	Ilopango	100		488112.9	285192.6	En talud de Qda.
45	Derrumbe	San Salvador	San Martín	> 80		492842.6	287843.4	Ladera de valle volcánico
46	Deslizamiento	La Libertad	Tainique	>100	26250 m <sup>3</sup>	455739.7	287709.7	Talud a orilla del camino a Tainique
47	Derrumbe	La Libertad	Tepecoyo	>100	450 m <sup>3</sup>	448645.1	286167.5	Talud de poca altura que obstruye parte camino
48	Derrumbe y caída de muro	La Libertad	Tepecoyo	>100	3.000 m <sup>3</sup>	448355.0	286091.5	Talud de tobas en cementerio
49	Derrumbe	La Libertad	Tepecoyo	>100	4.800 m <sup>3</sup>	449350.4	286429.7	Talud a orilla del camino parcialmente obstruido
50	Deslizamiento y Grietas	La Libertad	Tainique	>100	5.000 m <sup>3</sup>	455640.1	286194.6	Talud de baja estabilidad en camino a Tainique
51	Derrumbe	La Paz	San Pedro Masahuat	>95 grados	750 m <sup>3</sup>	494614.8	266672.4	
52	Derrumbe	La Paz	San Antonio Masahuat	95 grados	300m <sup>3</sup>	496383.0	273757.3	Talud en qda. Los Naranjos
53	Derrumbe	La Paz	San Antonio Masahuat	vertical	>1.000m <sup>3</sup>	495533.8	272547.1	Talud de tierra
54	Derrumbe	La Paz	San Pedro Masahuat	vertical	>5.000 m <sup>3</sup>	496043.3	269893.2	
55	Derrumbe	La Paz	San Pedro Masahuat	vertical	10.000 m <sup>3</sup>	495661.2	269235.0	Ambos taludes de la barranca
56	Derrumbe qda. Pueblo Viejo	Usulután	Jucuarán	vertical	579374.3	579374.3	233730.5	
57	Derrumbe	Usulután	Jucuarán	vertical	575318.2	575318.2	236702.0	Talud CA. El Litoral-El Espino
58	Derrumbe	San Miguel	Chirilagua	vertical	593891.1	593891.1	242512.9	Talud de carretera
59	Desprendimiento bloques rocosos	San Miguel	Chirilagua	casi vertical	594624.9	594624.9	240699.0	Talud en carretera
60	Desprendimiento de tierra y rocas	Sonsonate	Sonsonate	casi vertical	50m <sup>3</sup>	425893.4	271917.3	Escarpe (formación Balsamo)
61	Desprendimiento de rocas	Sonsonate	Sonsonate	40-60%		428805.4	269514.5	Escarpe
62	Derrumbe	San Miguel	San Miguel	casi vertical		592394.8	245599.5	Talud ambos lados de carretera
63	Derrumbes	San Miguel	Chirilagua	casi vertical		590908.3	242398.0	Taludes a ambos de carretera
64	Desprendimiento bloque rocoso y tierra	La Libertad	Jicalapa	casi vertical		442004.6	267795.5	Escarpe a orilla de calle (precipicio)
65	Desprendimiento bloque rocoso	San Miguel	Chirilagua	casi vertical		592699.9	245099.5	
66	Desplazamiento de tierra	San Miguel	Chirilagua	casi vertical		590674.5	239396.6	
67	Derrumbe	San Salvador	Ilopango	vertical	30m <sup>3</sup>	491507.7	287401.4	Parte accidental de la loma
68	Derrumbe	San Salvador	San Martín	vertical	9.000m <sup>3</sup>	493350.4	287148.2	Borde norte de la caldera de Ilopango
69	Derrumbe	Cuscatlan	Candelaria	vertical	5.625m <sup>3</sup>	500160.3	283797.4	Talud en cresta topográfica
70	Derrumbe	Usulután	Usulután	casi vertical		557012.7	249155.6	Derrumbe y escarpe en cantera
71	Derrumbe	Cuscatlan	Candelaria	vertical		503999.2	283484.6	Talud de drenaje
72	Derrumbe	San Vicente	Apastepeque	vertical	225m <sup>3</sup>	523687.1	281521.7	Talud
73	Derrumbe	San Vicente	Verapaz	vertical	>5000m <sup>3</sup>	510013.2	282820.3	Talud en calle polvosa
74	Derrumbe	Ahuachapán	Ahuachapán	80-90%		419668.0	309054.5	En el Cerro El Cacho
75	Desprendimiento de rocas	San Miguel	Chirilagua	casi vertical		602466.0	240486.6	Talud de calle
76	Deslizamiento de tierra	La Libertad	Colón	>100%	750.000m <sup>3</sup>	461596.1	285795.5	Vertiente norte Cordillera del Balsamo
77	Deslizamiento de tierra y derrumbe	La Libertad	Jayaque	>100%	75.000m <sup>3</sup>	452468.6	285933.8	Talud 40m altura

78	Deslizamiento de tierra y derrumbe	La Libertad	Jayaque		>100%	1.500m <sup>3</sup>	452376.4	285518.9	Talud 15m altura
79	Deslizamiento de tierra y grietas	La Libertad	Jayaque		>100%	24.000m <sup>3</sup>	452284.2	283260.1	Talud 10m altura
80	Caida de rocas y avalancha	La Libertad	Jayaque		>100%	5.400m <sup>3</sup>	450855.1	281277.8	Talud 60 grados
81	Deslizamiento de tierra y caída camino	La Libertad	Jayaque		>100%	22.500m <sup>3</sup>	450486.3	281462.2	Talud con escarpe pronunciado
82	Derrumbe	La Libertad	Teotepeque		>100%	7812m <sup>3</sup>	447720.4	281047.3	
83	Deslizamiento y grietas	La Libertad	Chitiupan		>100%	240m <sup>3</sup>	448965.1	275838.2	
84	Deslizamiento	La Libertad	Chitiupan		>100%	4000m <sup>3</sup>	449333.9	278742.4	Talud a orilla de camino La Cumbre
85	Deslizamiento	La Libertad	Chitiupan		>100%	16.000m <sup>3</sup>	450117.5	280955.1	Talud a orilla del camino
86	Derrumbe	La Libertad	Chitiupan		>100%	500m <sup>3</sup>	449610.5	280494.1	Talud a orilla del camino
87	Derrumbe	Usulután	Santiago de Maria		60%	1300m <sup>3</sup>	555798.9	258173.3	Talud de carretera
88	Derrumbe	Usulután	Berlín		60%	500m <sup>3</sup>	550110.3	264612.0	Talud en carretera
89	Derrumbe	Usulután	Berlín		100%	1.000m <sup>3</sup>	549721.7	264983.0	Talud en carretera
90	Derrumbe	Usulután	Berlín		140%	50m <sup>3</sup>	549713.1	264746.4	Talud en carretera
91	Derrumbe	Usulután	Berlín		140%	150m <sup>3</sup>	549641.0	264740.2	Talud en carretera
92	Derrumbe	Usulután	Berlín		140%	300m <sup>3</sup>	549707.3	264635.7	Talud en carretera
93	Derrumbe	Usulután	Berlín		140%		548873.2	265208.9	Talud en carretera
94	Derrumbe	Usulután	Berlín		120%	1.500m <sup>3</sup>	550232.0	265475.6	Talud en carretera
95	Derrumbe	Usulután	Berlín			550006.7	268887.8	264950.6	Talud en carretera
96	Derrumbe y grietas	Usulután	Berlín		100%	551962.1	264950.6	262921.9	Talud de carretera / ladera N volcán Tecapa
97	Derrumbe	Usulután	Berlín		100%	20m <sup>3</sup>	551722.6	262921.9	Talud de carretera
98	Derrumbe	Usulután	Berlín		100%		551260.4	262407.7	Ladera NW del cerro Las Palmas
99	Derrumbe	Usulután	Alegria			555253.8	264254.0	264254.0	Falda Norte del cerro Tecapa
100	Derrumbe	Ahuachapán	Apaneca			414379.9	306538.0		Cordillera Apaneca
101	Derrumbe	La Libertad	Ciudad Arce			450831.9	304555.3		Partes altas de la lomas en taludes superiores
102	Derrumbe	Santa Ana	Santa Ana			438741.9	319984.8		Final calle Mariano Mendez, Cols. Santa Lucía 1,2.
103	Derrumbe	Sonsonate	Santa Catarina Masahuat			416698.9	295946.7		Entrada del municipio de Santa Catarina
104	Derrumbe	Sonsonate	Santa Catarina Masahuat			415550.7	297252.7		Costado puente del municipio
105	Volcanes	Ahuachapán	Ahuachapán			414259.7	307917.7		Corona del Cerro Blanco
106	Derrumbe	La Libertad	Nueva San Salvador			470725.2	289640.2		Talud de carretera, a la izquierda
107	Derrumbe	La Libertad	San Salvador			470327.6	288635.7		Talud de calle a ambos lados
108	Peligro de derrumbe	San Salvador	San Marcos	vertical		10-20m <sup>3</sup>	480924.6	282134.4	Cerca a Col. El Milagro, Cerro San Jacinto
109	Derrumbe	Usulután	Alegria	80%		5.000-6.000m <sup>3</sup>	566733.5	264827.0	Derrumbe a orilla del camino
110	Derrumbe	Usulután	Alegria	80-90%		8.000m <sup>3</sup>	554559.6	263564.7	Crater de Laguna de Alegria
111	Deslizamiento Autopista Panamericana					520306.6	282842.8		
112	Deslizamiento Las Colinas	La Libertad				469007.7	282298.3		



## 12. EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS

Una vez analizados en la *parte II* los diferentes métodos aplicables a la evaluación de la susceptibilidad y la peligrosidad de deslizamientos de laderas, se ha concluido que los más idóneos para modelizar el fenómeno son los métodos estocásticos (regresión logística) y los métodos alternativos (redes neuronales artificiales), debido a la objetividad en sus análisis y precisión en los resultados. Estos métodos son considerados métodos indirectos. En los métodos estocásticos las combinaciones de los factores que condujeron a los deslizamientos en el pasado son determinadas estadísticamente. Los resultados obtenidos permiten realizar una discriminación cuantitativa de las zonas propensas a la ocurrencia de deslizamientos y de las zonas libres de ellos, para áreas con condiciones geológicas y climáticas similares.

### 12.1. Análisis de factores susceptibles a los deslizamientos

La ocurrencia de los deslizamientos de laderas está condicionada por la interacción de diversos factores propios de éstas y de su entorno, como son las condiciones geomorfológicas, geológico estructurales y climatológicas. Nuestro estudio se plantea con carácter regional, analizando la influencia de los factores que en principio se consideran más relevantes, como son la pendiente, la altitud, la orientación, la rugosidad del terreno (que configuran el factor geomorfológico), la litología (factor geológico-estructural), la precipitación media anual (factor climático), y el uso del suelo.

El factor litológico es un factor desencadenante a los movimientos de ladera a considerar, pues refleja las propiedades de los materiales que definen principalmente su resistencia (cohesión y ángulo de rozamiento). El grado de alteración de un material está condicionado por los parámetros resistentes del mismo. De este modo, si el grado de alteración es alto, la cohesión y el ángulo de rozamiento que caracterizan una determinada litología se verán reducidos, contribuyendo a la inestabilidad del material. Asimismo, la pendiente, definida como el ángulo de inclinación de la ladera, es considerada como un factor fundamental en el análisis de susceptibilidad a los deslizamientos de laderas, como lo reconocen numerosos autores (*Mora y Vahrson, 1994, Van Westen y Terlien, 1995*).

Otro de los factores influyentes es el grado de permeabilidad determinada por la cantidad de agua que puede infiltrarse en un terreno. A mayor permeabilidad, se produce un aumento en el peso de la ladera, disminuyendo la cohesión de los materiales, y por lo tanto, su resistencia al corte, influyendo significativamente en la susceptibilidad a los movimientos de laderas. Ésta se puede registrar por la variable evaporatranspiración, aunque no es fácil conocerla en muchos casos, por lo que normalmente se emplea el índice de precipitaciones medio de una región. Las propiedades físicas de la formación de

los materiales de las laderas, así como la consistencia y la permeabilidad, están estrechamente relacionadas con la litología, y por consiguiente, afectan también a la inestabilidad de las laderas (Dai y Lee, 2002).

Para análisis a escalas locales se emplean otras variables más detalladas, como el análisis de aguas subterráneas (Van Westen y Terlien, 1995), la morfología del talud, la densidad, etc. Sin embargo, estas variables no podrían incorporarse a un modelo a escala regional debido a la alta complejidad que presentaría el modelo.

A continuación, se describen los mapas de cada una de las variables que intervienen en nuestro análisis.

### 12.1.1. MAPA LITOLÓGICO RECLASIFICADO

En este estudio se han considerado dos clasificaciones litológicas en función de las características geotécnicas de los suelos: Borchardt (1994) y MARN (2003). La tabla 12.1 muestra la clasificación de las unidades geológicas según Borchardt (1994).

Tabla 12.1. Clasificación de suelos según Borchardt (1994).

TIPO SUELO		CRITERIO DE LA CLASIFICACIÓN				
Nombre		Descripción General	Velocidad media de cizalla			Espesor
			Mínima	Promedio	Máxima	Máximo
<b>SC-I</b>		<b>ROCA FIRME Y DURA</b>				
SC-Ia	A	ROCA DURA (Roca metamórfica en fracturas muy extendidas)	1400	1320		
SC-Ib	B	ROCA FIRME A DURA (granito, roca ígnea, conglomerados, areniscas y esquistos con fracturas cercanas y más espaciadas entre sí)	700	1050	1400	
<b>SC-II</b>	B	<b>SUELOS PEDREGOSOS Y ROCA DE BLANDA A DURA</b> Roca blanda sedimentaria ígnea, areniscas y esquistos, gravilla, suelos con > 20% gravilla	375	540	700	10
<b>SC-III</b>	C	<b>ARCILLAS CONSISTENTES Y SUELOS ARENOSOS</b> Arenas de consistencia suave a densa, margas y arcilla arenosa, y arcillas sedimentarias (N> 50 golpes/ft)	200	290	375	5
<b>SC-IV</b>	D	<b>SUELOS BLANDOS</b>	100	150	200	
SC-IVa	D1	SUELOS BLANDOS NO ESTUDIADOS ESPECÍFICAMENTE. Relleno suelto sumergido, arcillas muy blandas (N<1 golpes/ft) y arcillas sedimentarias de espesor < 37 m.				3
SC-IVb	E	SUELOS BLANDOS ESTUDIADOS ESPECÍFICAMENTE Suelos blandos bajo licuefacción, arcillas altamente orgánicas, con un grado alto de plasticidad y con más de 37 m de espesor.				3

Según el MARN, se establecen cuatro categorías de agrupación de las más de 90 litologías existentes en El Salvador, en función de la cohesión y resistencia del material (Tabla 12.2).

Tabla 12.2. Clasificación litológica de El Salvador (MARN, 2003).

TIPO SUELO	DESCRIPCIÓN DE LA CLASIFICACIÓN
<b>Tipo 1</b> <b>Roca dura</b>	En esta clase se encuentran las litologías menos susceptibles al fenómeno del deslizamiento, con alta de resistencia a las fuerzas desencadenantes al movimiento, y alta consolidación, siendo generalmente rocas consolidadas. Son las efusivas ácidas (s3'b); efusivas básicas-intermedias (s5'a y b3); calizas y calizas margosas con una intercalación de capas rojas (ya), efusivas básicas-intermedias (C3), ácidas y intermedias-ácidas (C2).
<b>Tipo 2</b> <b>Roca blanda</b>	La consolidación de estos materiales es bastante media-alta, denominándose en la clasificación como roca blanda. Están principalmente formados por las capas rojas, conglomerados de cuarzo y caliza, areniscas, siltitas, lutitas de la formación Valle de Ángeles (vs) y Yojoa (ts) y por metasedimentos (ts'm). Se localizan fundamentalmente en la cadena volcánica septentrional.
<b>Tipo 3</b> <b>Suelo consolidado</b>	Se incluyen las alternancias de coladas de lava basalto andesíticas y piroclastos de tamaño bloque y lapilli. Los piroclastos de color rojizo o gris oscuro, presentan una porosidad primaria alta.
<b>Tipo 4</b> <b>Suelo no consolidado</b>	Corresponde a suelos poco consolidados y alta porosidad, son depósitos del cuaternario, cenizas volcánicas, conos de acumulación, piroclásticos de tamaño lapilli junto a epiclastitas volcánicas.

Tras una revisión de la literatura especializada, y la valoración de distintas clasificaciones propuestas al caso de El Salvador, se ha empleado la clasificación del *MARN (2003)* para la asignación de clases litológicas. La capa litológica del mapa geológico de El Salvador, se ha reagrupado en cuatro clases en función de las características geotectónicas de los materiales: roca dura (tipo 1), roca blanda (tipo 2), suelo consolidado (tipo 3) y suelo no consolidado (tipo4), (*tabla 12.2*).

Posteriormente, ambas clases se equiparan y se relacionan los factores de amplificación asignados en la clasificación de *Borcherdt (1994)* y la propuesta por el *MARN (2003)* para suelos volcánicos de El Salvador (*tabla 12.3*).

La representación del mapa reclasificado en 4 clases se muestra en la *figura 12.1*. Para ello, se ha empleado la herramienta de reclasificación del SIG, donde se asignan códigos numéricos, y se establecen correspondencias entre el elemento gráfico y la base de datos asociada.

Tabla 12.3. Clasificación de unidades geológicas de El Salvador para la determinación de la amplificación por geología según clasificación Borchardt (1994) y MARN (2003).

Litología		Clase Borchardt (1994)	Clase MARN (2003)
(Q <sup>f</sup> ) Depósitos del cuaternario	Depósitos acuáticos con intercalaciones de piroclastitas	SC-IV	4
	Depósitos de estuario con/ sin manglares	SC-IV	4
	Playa con nivel antiguo de costa	SC-III	4
	Barra costera con nivel antiguo de costa	SC-III	4
	Depósitos coluviales sin representación de depósitos subyacentes.	SC-II	4
	Depósitos coluviales con representación de depósitos subyacentes (por ejemplo Blockchutt...)	SC-II	4
	Cono de deyección	SC-II	4
	Suelo anmoor	SC-lvb	4
(S5'c): Cenizas volcánicas y tobas de lapilli		SC-IV	4
(S5'b): Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder.)		SC-II	4
(S5'a): Efusivas básicas - intermedias		SC-lb	1
(S4): "Tierra blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas, localmente efusivas ácidas (s3'b)		SC-IV	4
(S3'b): Efusivas ácidas		SC-I	1
(S3'a): Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café")		SC-II	4
(S2): Efusivas básicas -intermedias, piroclastitas subordinadas		SC-lb	4
(S1): Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas, localmente efusivas básicas -intermedias		SC-II	4
(C3): Efusivas básicas-intermedias		SC-lb	1
(C2): Efusivas ácidas y intermedias ácidas (ocurrencias aisladas en parte eventualmente =ch2)		SC-la	1
(C1): Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas		SC-II	4
(b3): Efusivas básicas-intermedias		SC-lb	1
(b2): Efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)		SC-lb	3
(b1): Epiclastitas volcánicas y piroclastitas, localmente efusivas básicas -intermedias intercaladas.		SC-II	3
(ch2):Efusivas ácidas, piroclastitas ácidas subordinadas		SC-la	3
(ch1): Piroclastitas ácidas, ignimbritas, epiclastitas volcánicas, localmente efusivas ácidas intercaladas		SC-II	3
(I): Rocas intrusivas ácidas hasta intermedias		SC-la	1
(m2'b): Piroclastitas intermedias hasta intermedias-ácidas, epiclastitas volcánicas, efusivas subordinadas		SC-II	3
(m2'a): Efusivas intermedias hasta intermedias- ácidas piroclastitas subordinadas (alteración regional por influencia hidrotermal)		SC-lb	3
(m1'b): Efusivas ácidas y ignimbritas localmente piroclastitas		SC-la	3
(m1'a): Piroclastitas ácidas hasta intermedias, en la parte basal localmente efusivas intermedias hasta intermedias- ácidas		SC-II	3
(Vs): Capas rojas (conglomerado de cuarzo y caliza, areniscas, siltitas, lutitas), localmente vulcanitas intermedias intercaladas		SC-lb	2
(ya): Calizas y calizas margosas con una intercalación de capas rojas (capas rojas, ts)		SC-lb	1
(ts): conglomerados de cuarzo principalmente rojos, areniscas, siltitas, lutitas, localmente vulcanitas intermedias intercaladas, en la parte sup. localmente incluyendo capas rojas del grupo Yojoa		SC-lb	2
(ts'm): Metasedimentos, Metavulcanitas, principalmente ts, en parte eventualmente más antiguas o más jóvenes		SC-la	2

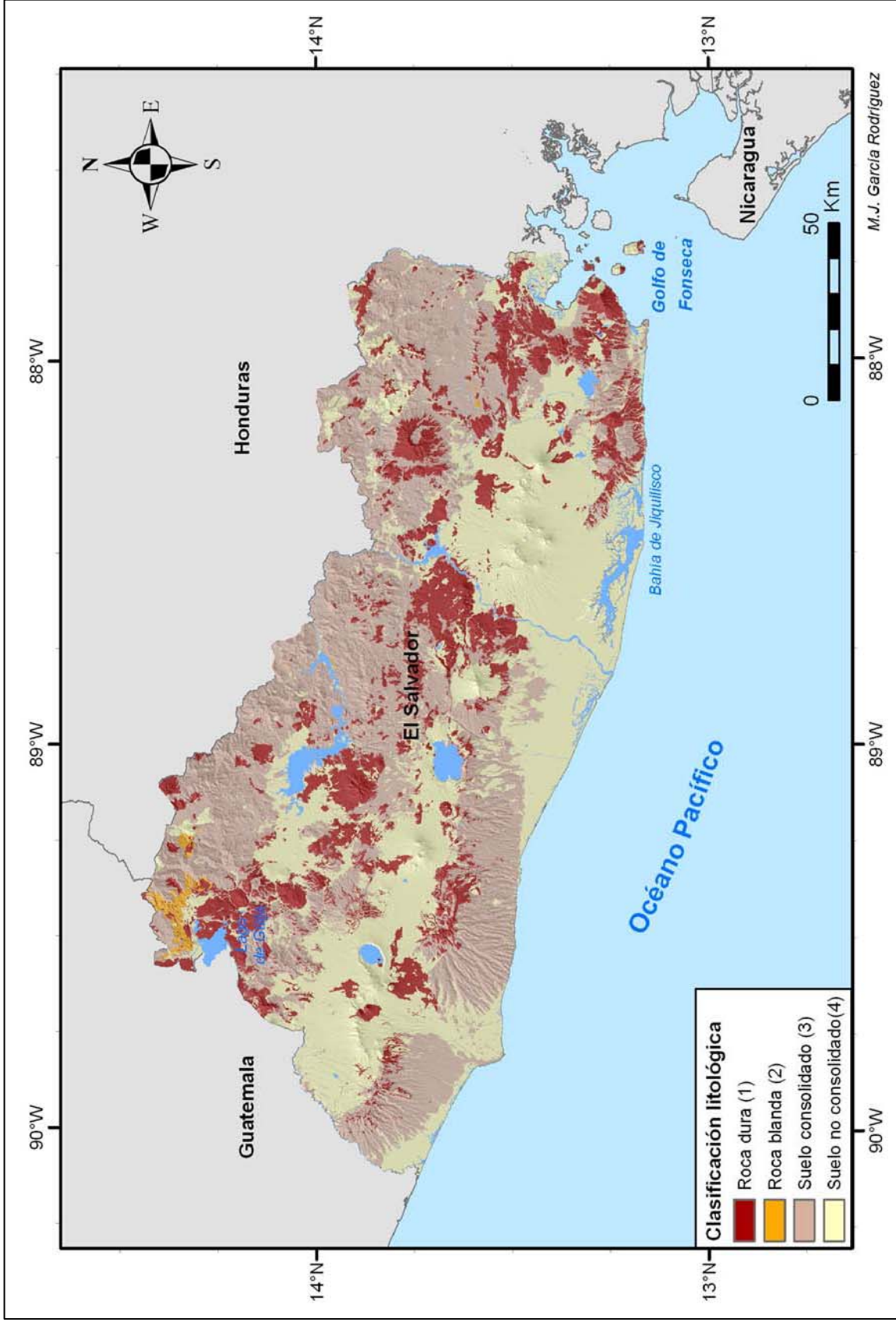


Figura 12.1. Mapa generalizado de la litología de El Salvador, reagrupada en cuatro clases: roca dura, roca blanda, suelo consolidado y suelo no consolidado (partiendo de la clasificación propuesta por el MARN).



### 12.1.2. MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES

Las altitudes pueden tener notable influencia en la susceptibilidad a los deslizamientos, puesto que casi siempre se originan éstos, en cimas o escarpes de laderas. Por este motivo es útil disponer de un modelo que represente las altitudes de cada punto del terreno, y permita conocer los puntos máximos y mínimos de la orografía de la zona de estudio.

Para ello, es necesario el cálculo de un MDT de la zona. La descripción del relieve a partir del MDT se realiza mediante un conjunto de medidas que definen características geométricas del terreno, lo que se define como parametrización del relieve. El conjunto de modelos digitales representa variables derivadas directamente de la topografía (datos y relaciones topológicas entre los mismos), sin intervención de datos auxiliares o información externa.

El modelo digital del terreno de El Salvador (*figura 11.5*), que en este caso representa los valores de las altitudes en metros, se ha obtenido como se explica en el apartado 11.3. El tamaño de celda de 100 m empleado es adecuado para trabajos a escala regional.

Entre las variables que describen las formas topográficas destacan principalmente la pendiente, la orientación y la curvatura. Además hay que añadir el relieve, definido como la variabilidad de la superficie, lo que se denomina rugosidad.

Para su cálculo e integración en un SIG, se parte de la definición del gradiente topográfico, un concepto básico de interés para los cálculos posteriores. Las estimaciones de los coeficientes del gradiente se realizan mediante operadores que se aplican sobre un entorno definido del punto en cuestión (normalmente los 8 vecinos más próximos). La opción más simple utiliza las expresiones siguientes:

$$a_{10} = \left[ \frac{Z_{i,j+1} - Z_{i,j-1}}{2 \cdot d} \right] \quad a_{01} = \left[ \frac{Z_{i-1,j} - Z_{i+1,j}}{2 \cdot d} \right] \quad \text{ec.12.1}$$

Para un punto situado en la fila  $i$ , columna  $j$ , donde:

$a_{10}$ : es el gradiente en dirección este-oeste

$a_{01}$ : es el gradiente en la dirección norte-sur

$d$ : es la distancia entre filas y columnas y los valores se calculan a partir de los cambios de altitud ( $Z$ ) entre puntos vecinos.

### 12.1.3. MAPA DE PENDIENTES

El valor de la pendiente puede condicionar la estabilidad de una ladera, puesto que de ella dependen las componentes de las fuerzas favorables al movimiento y de las fuerzas resistentes al mismo, que determinan su equilibrio. Así, al aumentar la pendiente aumenta también la componente tangencial de la gravedad, que es una de las fuerzas desestabilizadoras, y por tanto, disminuye el rozamiento o resistencia de cizalla (función de la componente normal de la gravedad), como fuerza estabilizadora. Por ello, a mayores pendientes, será necesaria una mayor cohesión del talud para mantener el estado de equilibrio.

La pendiente es una forma de medir el grado de inclinación del terreno, de modo que a mayor inclinación mayor valor de la pendiente. El cálculo de la pendiente en un punto del terreno se define como el ángulo existente entre el vector normal a la superficie en ese punto y la vertical, es decir, la pendiente se mide calculando la tangente de la superficie. En un SIG, la pendiente puede calcularse a partir de los componentes del gradiente.

El gradiente de pendientes se calcula a partir de una ventana de 3x3 celdas. La ventana inferior representa la altitud de los 8 píxeles vecinos más próximos (Z) que rodean a la celda de columna *i* y fila *j*. En la *figura 12.2* se muestra la ventana 3x3, utilizada en el cálculo de las derivadas de las matrices de elevación. Esta ventana se desplaza sucesivamente para cada una de las celdas para el respectivo cálculo.

Z <sub>i-1,j-1</sub>	Z <sub>i-1,j</sub>	Z <sub>i-1,j+1</sub>
Z <sub>i,j-1</sub>	Z <sub>i,j</sub>	Z <sub>i,j+1</sub>
Z <sub>i+1,j-1</sub>	Z <sub>i+1,j</sub>	Z <sub>i+1,j+1</sub>

Figura 12.2. Ventana 3x3 utilizada para calcular las derivadas de las matrices de elevación

La pendiente media se calcula a partir de los gradientes este-oeste y norte-sur de la siguiente manera:

$$(dz / dx) = [(Z_{i-1,j+1} + 2 \cdot Z_{i,j+1} + Z_{i+1,j+1}) - (Z_{i-1,j-1} + 2 \cdot Z_{i,j-1} + Z_{i+1,j-1})] / (8 \cdot x) \quad \text{ec.12.2}$$

$$(dz / dy) = [(Z_{i+1,j-1} + 2 \cdot Z_{i+1,j} + Z_{i+1,j+1}) - (Z_{i-1,j-1} + 2 \cdot Z_{i-1,j} + Z_{i-1,j+1})] / (8 \cdot y) \quad \text{ec.12.3}$$

donde:

$$\delta_{EO} = (dz / dx) = \text{la distancia este-oeste a través de la celda (anchura de la celda)}$$

$$\delta_{NS} = (dz / dy) = \text{la distancia norte-sur a través de la celda (altura de la celda)}$$

El valor de la pendiente en grados:  $\alpha = \arctg(\sqrt{(dz / dx)^2 + (dz / dy)^2}) \quad \text{ec.12.4}$

El porcentaje de pendiente se calcula:

$$\alpha = \arctg(\sqrt{(dz / dx)^2 + (dz / dy)^2}) * 100 \quad \text{ec.12.5}$$

En el software utilizado (ArcGIS 9.1, de ESRI), se calcula el valor de la máxima pendiente a partir del máximo valor de gradiente de los 8 vecinos más próximos. El mapa de pendientes de El Salvador calculado mediante el modulo *Spatial Analyst* de ArcGIS, es representado en la *figura 12.3*.

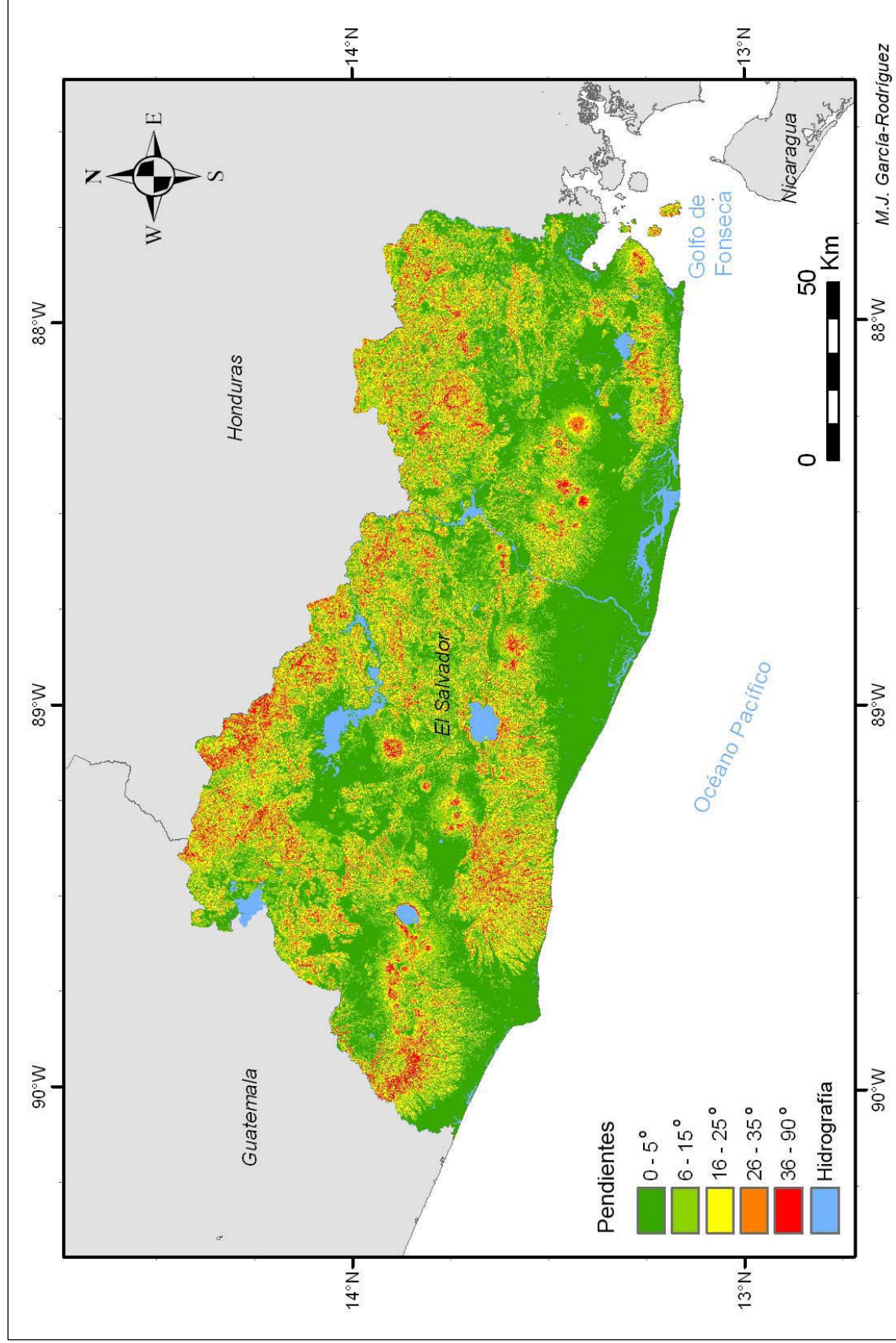


Figura 12.3. Mapa de Pendientes (tamaño de celda de 100x100 m) generado en el estudio.

#### 12.1.4. MAPA DE ORIENTACIONES

El factor de la orientación se ha estimado en base al método de *Horn (1981)*. La orientación de una ladera puede influir en el inicio de un deslizamiento, puesto que viene afectada por la humedad retenida y la cobertura vegetal, y a su vez está influenciada por la consolidación de los suelos. La cantidad de lluvia en una ladera puede variar en función de la orientación de la ladera (*Wieczorek et al., 1997*).

Utilizando los gradientes norte-sur y este-oeste se determina el valor de la orientación ( $\theta$ ) como se expresa en la siguiente ecuación:

$$\theta = \arctg\left(\frac{dz/dx}{dz/dy}\right) = \frac{\delta_{EO}}{\delta_{NS}} \quad \text{ec.12.6}$$

La ecuación anterior se ajusta para reflejar los valores de orientación en grados en un rango entre 0° y 360°, donde 0° representa una celda sin pendiente y los valores entre 1° y 360°, representan los acimutes en grados según el sentido de las agujas del reloj desde el norte. El Norte se representa por 1, el Este por 90 grados, el Sur por 180 grados, etc. Opcionalmente, el resultado se puede dividir después entre 22°,5 para convertirlo a valores enteros y obtener un rango de acimutes solares generalizados desde 1 a 9. Siguiendo estas pautas, el mapa de orientaciones obtenido para El Salvador se presenta en la *figura 12.4*.

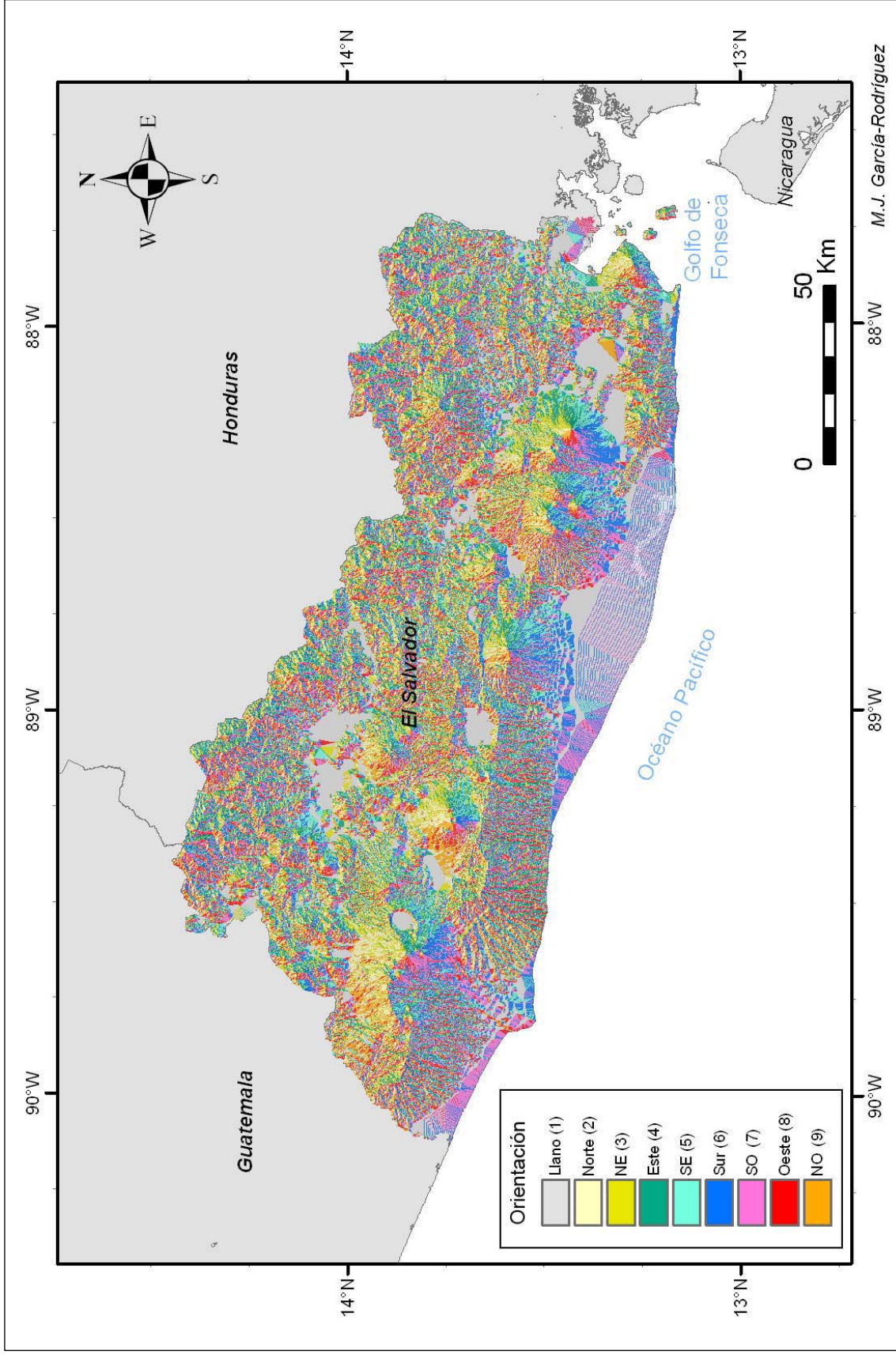


Figura 12.4. Mapa de orientaciones de El Salvador. Significado de la codificación utilizada, 1: Llano, 2: Norte, 3: Noreste (NE), 4: Este, 5: Sureste (SE), 6: Sur, 7: Suroeste (SO), 8: Oeste y 9: Noroeste (NO).

### 12.1.5. MAPA DE RUGOSIDAD

La rugosidad es una medida de ondulación de la superficie topográfica o del relieve. El análisis de textura en una imagen digital está muy relacionado con la geomorfología de la rugosidad. La variación de la rugosidad involucra dos escalas, que comúnmente se denominan, grano (o resolución de la imagen) y textura. El *grano* se refiere a la mayor longitud de onda significativa de una superficie terrestre, mientras que *textura* se refiere a la más corta. Para calcular la rugosidad  $w$ , hemos elegido calcular la función de variabilidad espacial a partir del MDT (Mardia, 1972, Band, 1989).

Esta función está basada en la dispersión del vector perpendicular a la superficie,  $R$ . Por ejemplo, para un terreno llano, los vectores perpendiculares a la superficie en puntos vecinos serán aproximadamente paralelos y consecuentemente, esto significará una medida de baja dispersión. El vector unitario perpendicular a la superficie en el punto  $i$  es un vector  $R$  cuyas coordenadas vienen dadas por las siguientes expresiones (Upton y Fingleton, 1989):

$$\begin{aligned}x_i &= \sin \gamma_i \cdot \cos \phi_i \\y_i &= \sin \gamma_i \cdot \sin \phi_i \\z_i &= \cos \gamma_i\end{aligned}\tag{ec.12.7}$$

donde  $\gamma_i$  y  $\phi_i$  representan la pendiente y la orientación en el punto  $i$ , respectivamente.

A partir de la ecuación (12.5), es obvio que para terrenos rugosos, los cambios de pendiente y orientación causan una gran variación en el vector perpendicular, y por lo tanto una medida mayor de dispersión que para terrenos llanos.

El modulo  $R$  definido como la raíz cuadrada de la suma cuadrática de las coordenadas de los vectores para los puntos vecinos del punto  $i$  (definido para una ventana 3x3), es dado por:

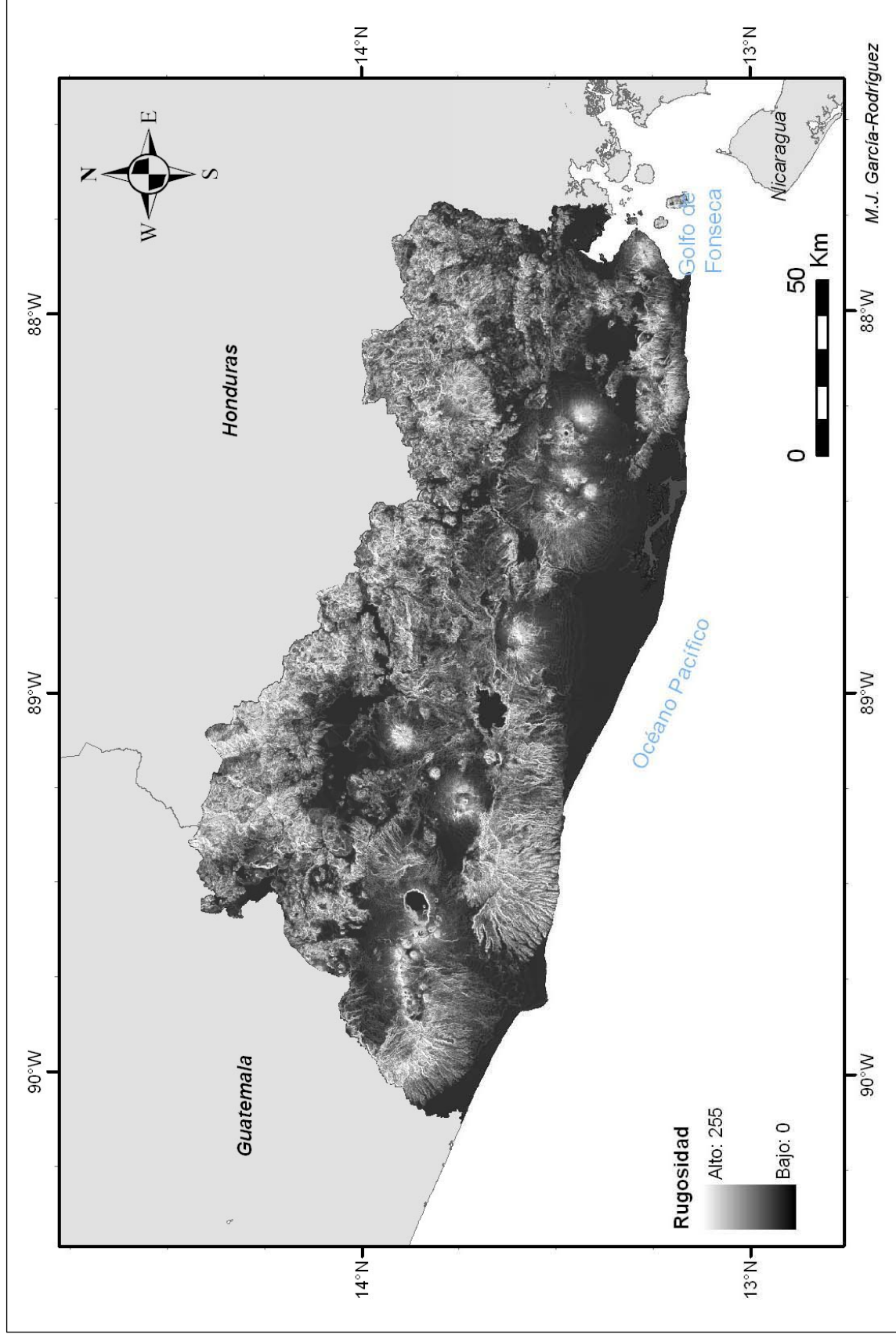
$$R = \sqrt{(\sum x_i)^2 + (\sum y_i)^2 + (\sum z_i)^2}\tag{ec.12.8}$$

El modulo promedio es complementario de la rugosidad  $w$ , donde  $n$  es el tamaño de la muestra. En nuestro caso  $n=9$ , puesto que elegimos una ventana 3x3.

$$w = 1 - \frac{R}{9}\tag{ec.12.9}$$

Finalmente, los valores del mapa de rugosidad han sido normalizados, variando entre 0 y (máxima dispersión) y 255 niveles (mínima dispersión).

La *figura 12.5* muestra el mapa de rugosidad obtenido para El Salvador.



M.J. García-Rodríguez

Figura 12.5. Mapa de rugosidad del terreno representado en 256 niveles de grises.

### 12.1.6. MAPA DE PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL

Otro de los factores influyentes en la susceptibilidad del terreno es la precipitación media de la zona. Para la generación de la superficie de precipitación media anual (o factor climático), se toman los registros de una base de datos con un periodo de 30 años (1961-1990), y se aplica el método de interpolación *kriging* ordinario con el modulo *Geostatistical Analyst* (figura 12.6).

El método de *interpolación kriging* se basa en la premisa de que la variación espacial del fenómeno de una variable es estadísticamente homogénea a lo largo de una superficie. Donde las funciones de correlación espacial dependen de la distancia entre puntos circundantes en un área definida (Isaaks y Srivastava, 1989). Para ello, utiliza la semivarianza, que estima la dependencia entre datos separados por distancias diferentes, es decir, a más separación, existe menos correlación entre los valores. El gráfico que representa la semivarianza frente a la distancia se denomina variograma, y muestra la variación de correlación ente los datos en función de la distancia.

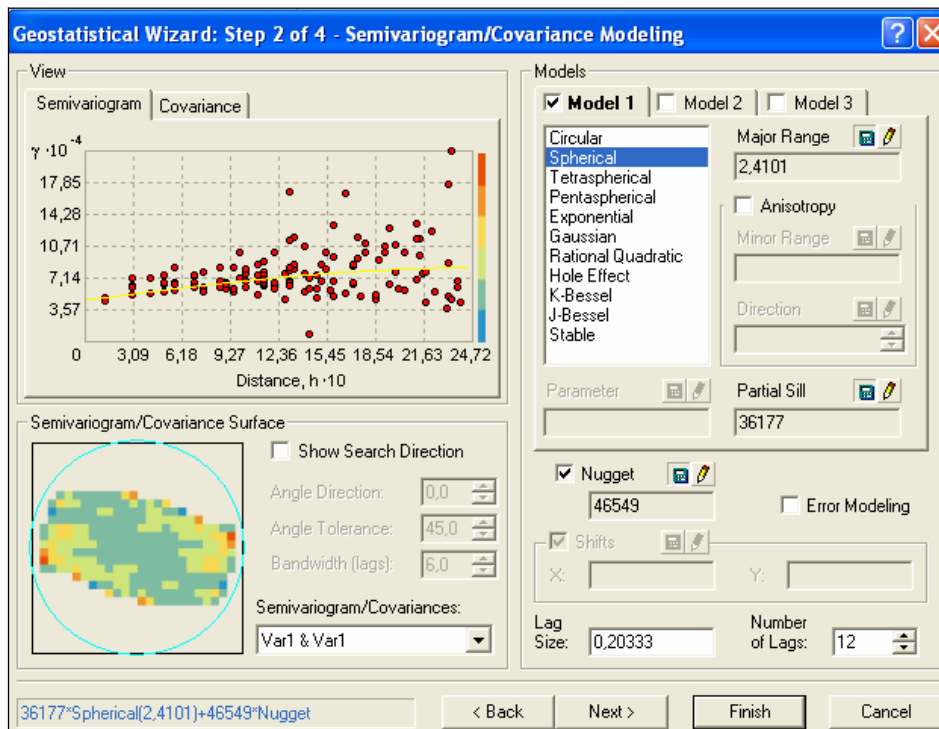


Figura 12.6. Ventana del cálculo del método de *kriging* ordinario del modulo *Geostatistical Analyst* de ArcGIS (ESRI).

El resultado es un mapa de precipitaciones promedio anual para El Salvador, con valores máximos de 2.865 mm y mínimos de 1.120 mm (figura 12.7).



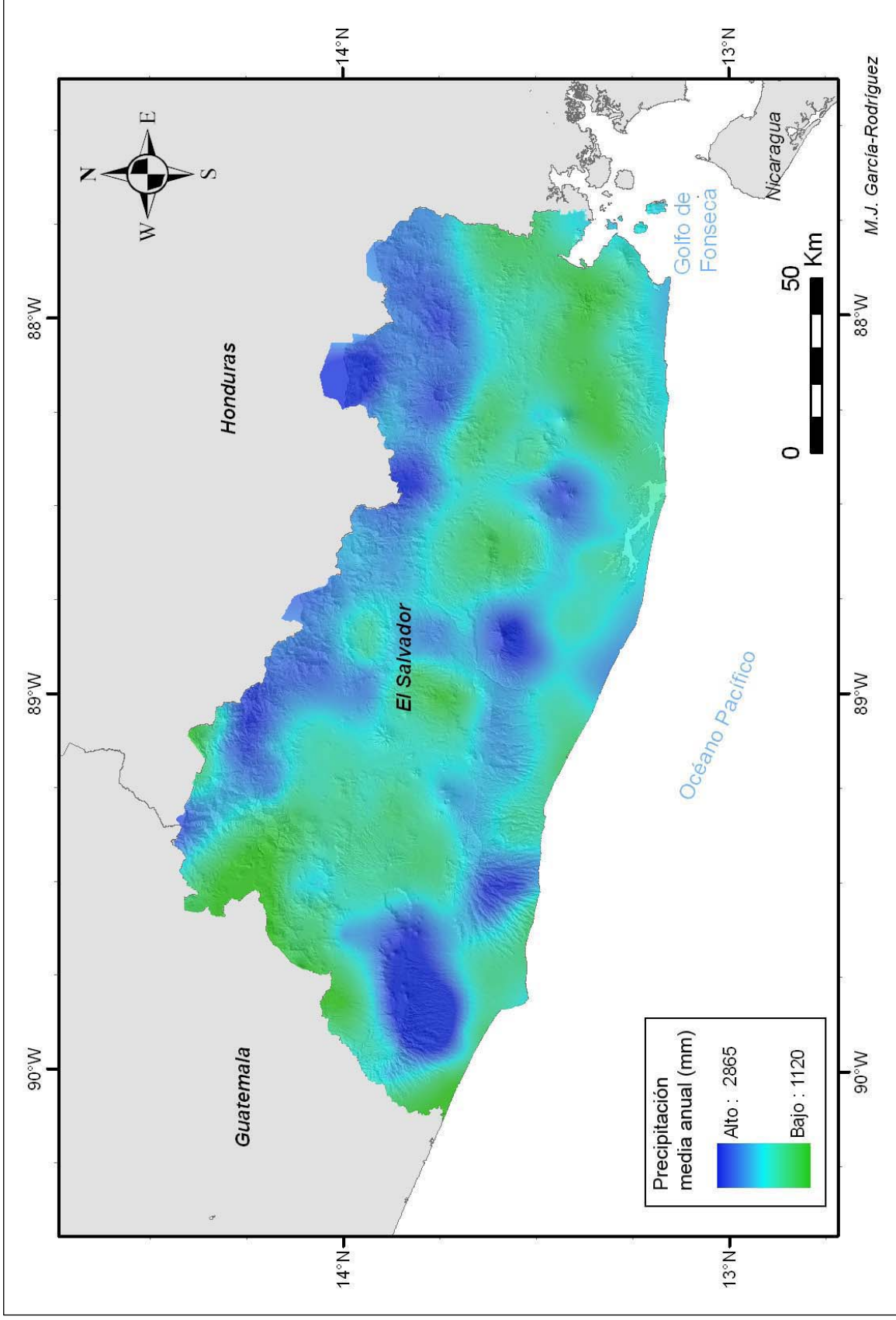
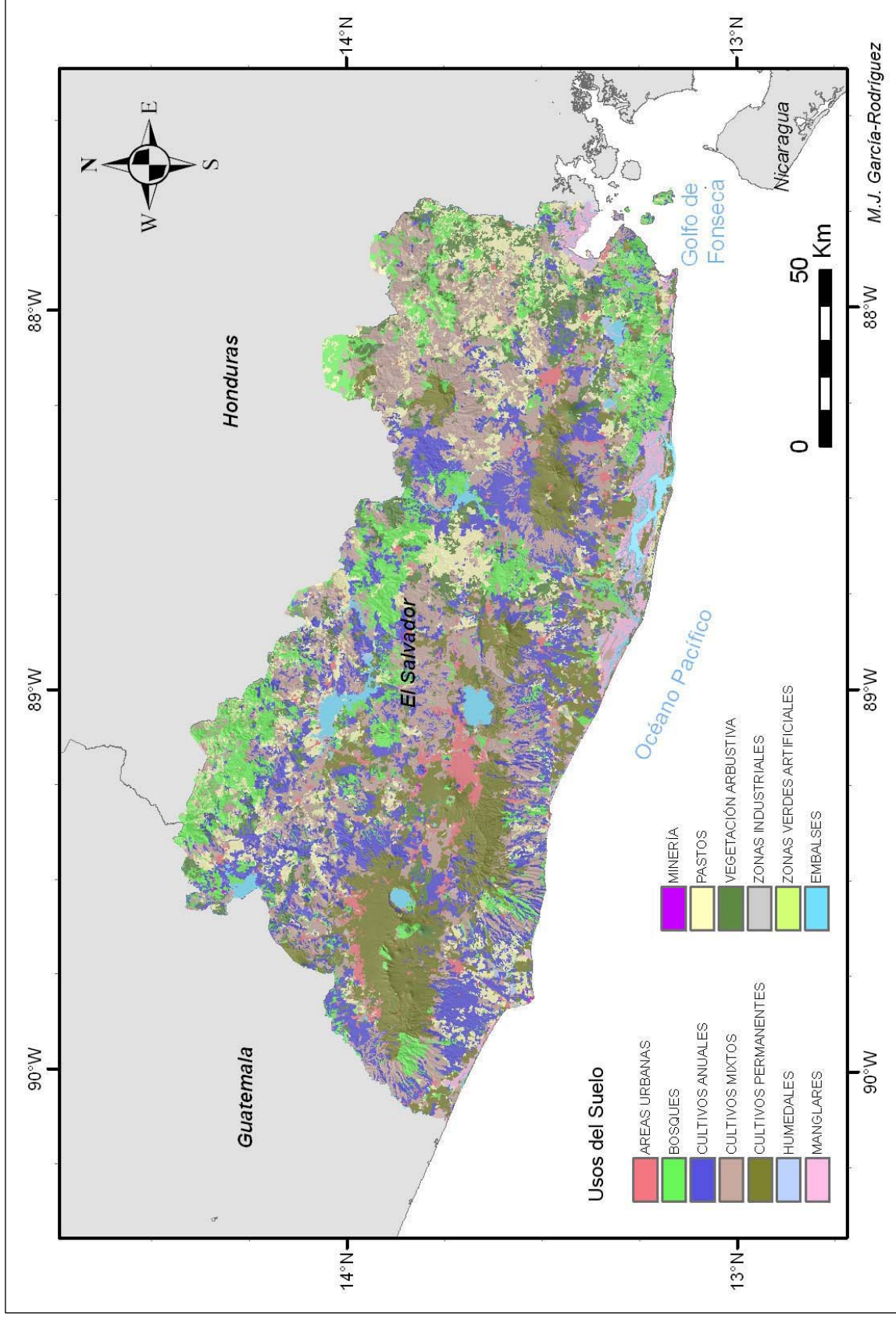


Figura 12.7. Precipitación media anual en mm para un periodo de 30 años (factor climático).

### 12.1.7. MAPA DE USOS DEL SUELO

Algunos tipos de coberturas o usos de suelo, especialmente vegetación leñosa con sistemas de grandes y fuertes raíces, proveen efectos mecánicos e hidrológicos que favorecen la estabilidad de las laderas (*Montgomery et al., 2000*). Debido a esto se ha comprobado que muchos deslizamientos, son iniciados en zonas con escasa vegetación, suelos desnudos o desforestados.

Por lo tanto, en este estudio el papel de la vegetación ha sido analizado a través del mapa de usos de suelo, considerándolo como un posible factor condicionante a la susceptibilidad de los deslizamientos. El mapa de usos de suelo de El Salvador fue reclasificado en 13 clases (*figura 12.8*), distinguiéndose: áreas urbanas, bosques, cultivos anuales, cultivos permanentes (cafetales), humedales, manglares, minería, pastos, vegetación arbustiva, zonas industriales, zonas verdes artificiales, y embalses o superficies de agua.



M.J. García-Rodríguez

Figura 12.8. Mapa de usos del suelo de El Salvador

## 12.2. Análisis de la distribución de deslizamientos de laderas en función de los factores condicionantes

Un primer análisis se ha destinado a conocer la distribución de deslizamientos en función de distintos factores influyentes: litología, elevación, pendiente, orientación, rugosidad, precipitación media anual y usos de suelo, a fin de tener una primera idea de cuales de estos factores presentan mayor contribución a la susceptibilidad y al peligro. Para cada uno de los factores considerados se han establecido clases o intervalos, y se ha estimado la densidad de deslizamientos para cada clase. Se han analizado entonces las correlaciones entre la densidad de deslizamientos y cada una de las variables representativas de los 7 factores arriba indicados. Los principales resultados se muestran gráficamente en la *figura 12.9* que se describe a continuación.

La correlación con la elevación muestra que el mayor número de deslizamientos (27.6%) se produce en el intervalo 1630–1900 m (*figura 12.9a*), mientras que para elevaciones pequeñas la frecuencia de deslizamientos es baja, a causa del suave relieve del terreno, generalmente cubierto de coluviales y suelos residuales.

Por otra parte, se observa que la rugosidad influye decisivamente, aumentando casi linealmente la densidad de deslizamientos con esta variable (*figura 12.9b*). También se percibe un incremento con la pendiente, obteniendo la máxima frecuencia en el rango 73–81° (36.1%) (*figura 12.9c*). Además, se observa una dependencia entre la densidad de deslizamientos y la orientación, con la mayor parte ocurriendo en laderas de orientación Norte (20.8 %) y Noroeste (19.6 %), (*figura 12.9d*).

La gráfica de distribución de lluvias muestra altas concentraciones de deslizamientos en los rangos de precipitación 2520 mm–2690 mm (35.4 %) y 1820 mm–1920 mm (17.8 %), (*figura 12.9e*), evidenciando también una influencia de la precipitación, aunque en el caso analizado el detonante ha sido el sismo.

Observando los datos de litología, hay dos categorías geológicas con mayor densidad de deslizamientos: rocas duras (43.2 %) y suelos no consolidados (41.5 %), que incluyen depósitos piroclásticos y volcánicos, Tierra Blanca (TB) y Tobas de Color Café (TCC), (*figura 12.9f*). Estas dos últimas formaciones son localizadas principalmente en las partes altas de las montañas, por lo que resultan aún más susceptibles al combinarse los efectos de la geología y la topografía. La litología clasificada en roca blanda tiene una extensión relativamente pequeña, localizada al norte del país, además ocurre que en esta zona no existe ningún deslizamiento debido a la ocurrencia del terremoto del 13 de enero de 2001, y por lo tanto, manifiesta una baja densidad de los mismos.

El análisis frente a los usos del suelo permite detectar que los asociados a una mayor densidad son los dedicados a la minería (60.8 %) y al cultivo permanente (23.2 %), generalmente relacionado con plantaciones de café. Esto puede ser explicado en cierto modo por la propia dependencia de la litología y la topografía, ya que éstos son suelos no consolidados y con fuertes pendientes.

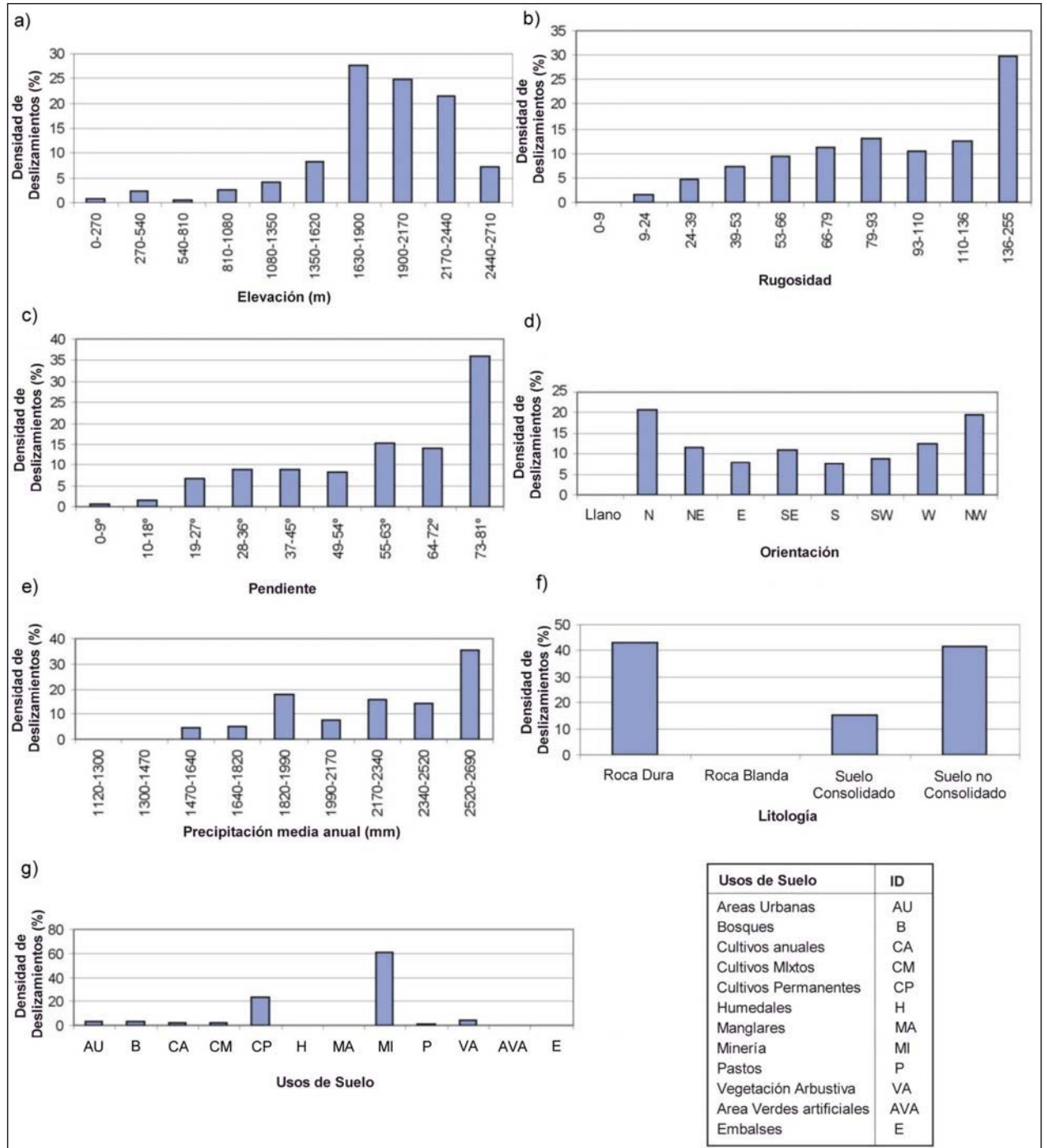


Figura 12.9. Histogramas de densidad de deslizamientos en porcentaje frente a las variables: a) Elevación, b) Rugosidad, c) Pendiente, d) Orientación, e) Precipitación media anual, f) Litología y g) Usos de Suelo.

## 12.3. Evaluación de la Susceptibilidad por medio de Técnicas de Regresión Logística (RL)

### 12.3.1. RESUMEN DE FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La metodología que se propone aplicar trata de modelizar estocásticamente la susceptibilidad a los deslizamientos a escala regional por medio de técnicas de regresión logística (*explicado en el apartado 3.4.2, parte II*), lo que supone una estimación del modelo funcional y de la asignación de pesos a los factores que intervienen con mayor significación estadística que los basados subjetivamente en juicio de experto o en el método de ensayo y error. Esto implica a su vez, un avance respecto a otros trabajos realizados anteriormente, en los que existía una gran medida de subjetividad en la evaluación de la susceptibilidad o peligrosidad. Las actuales líneas de trabajo se centran en metodologías alternativas como redes neuronales, lógica borrosa “fuzzy” o métodos estadísticos multivariantes, incluyendo la técnica de regresión logística. Estos métodos se caracterizan por no requerir de la subjetividad del experto.

La regresión logística es un método estadístico, adecuado para los análisis de presencia-ausencia de la variable dependiente, que en nuestro caso es la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento, así como para la evaluación del nivel de significación de los factores que intervienen en el modelo. Este método ha sido ya empleado para la predicción de inestabilidades de laderas (*Carrara et al., 1991, Rowbotham y Dudycha, 1998*), así como para cartografiar la susceptibilidad del terreno (*Guzzetti et al. 1999, Dai et al. 2001, Dai y Lee 2002, 2003, y Ayalew et al., 2005*).

El modelo de regresión logístico múltiple considera una variable dependiente binomial, que toma valor 1 cuando ocurre el evento o valor 0 cuando no ocurre. Además se consideran otras variables independientes, que representan los factores que determinan la ocurrencia del evento.

Las variables independientes pueden ser cualitativas o cuantitativas. La solución al problema de tener factores cualitativos es crear tantas variables dicotómicas como clases disponga el factor considerado. Estas nuevas variables, artificialmente creadas, reciben el nombre de *dummy*, variables internas o indicadoras.

Los valores predichos pueden ser interpretados como probabilidades en un intervalo de 0 a 1. La relación cuantitativa entre la ocurrencia y su dependencia de varias variables puede ser expresada como una función tipo sigmoide:

$$p(y) = \frac{1}{1 + e^{-z}} \quad \text{ec. 12.10}$$

donde  $p(y)$  es la susceptibilidad estimada de ocurrencia del deslizamiento, que varía entre 0 y 1, mientras que el valor de  $Z$  varía entre  $\infty$  y  $-\infty$ , planteado como la siguiente combinación lineal:

$$Z = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n, \quad \text{ec. 12.11}$$

donde:

$b_0$  y  $b_i (i = 0, 1, \dots, n)$  son los coeficientes estimados a partir de la muestra de datos.

$x_i (i = 0, 1, \dots, n)$  son las variables independientes (por ejemplo, los parámetros físicos relacionados con el deslizamiento)

Con una serie de transformaciones, el logaritmo neperiano de la razón entre la probabilidad de que el evento ocurra y la probabilidad de que no ocurra, denominado *logit*, está relacionado linealmente con las variables independientes de la siguiente forma:

$$\ln\left(\frac{p(Y=1)}{1-p(Y=1)}\right) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n \quad \text{ec. 12.12}$$

### 12.3.2. CÁLCULO CON REGRESIÓN LOGÍSTICA

La metodología de análisis integra los diversos aspectos involucrados en el peligro de deslizamientos, como son la topografía del terreno, las características geológicas y geotécnicas del suelo, los usos del suelo, la humedad relativa del mismo y la acción sísmica que actúa como detonante. Dicha metodología ha sido aplicada y contrastada con toda la información existente del sismo del 13 de enero ocurrido en El Salvador, a fin de obtener modelos calibrados de peligro de deslizamientos con los que poder deducir, en posteriores trabajos, estimaciones probabilistas de la peligrosidad.

Empleando el SIG de El Salvador (SIGSAL) desarrollado con toda la información previamente indicada en el capítulo 11, se actúa sobre él con la metodología propuesta (figura 8.1), para obtener, en primer lugar, mapas de susceptibilidad y del movimiento sísmico estimado para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001 que actúa como detonante y posteriormente calcular un mapa final de peligrosidad a los deslizamientos. SIGSAL se ha completado con el inventario de deslizamientos, que contiene una gran parte de los eventos inducidos por los sismos de 2001.

Para el cálculo del modelo de susceptibilidad mediante técnicas de regresión logística se han utilizado los programas estadísticos SPSS y Statgraphics. Para la ejecución de la regresión se han desarrollado, primeramente muestras de entrenamiento de los factores independientes del modelo (variables cuantitativas, cuyos datos están normalizados de 0 a 255, y variables cualitativas) y de la variable dependiente, en nuestro caso la probabilidad de deslizamiento (susceptibilidad). Las muestras de entrenamiento se han desarrollado para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, de modo que la variable dependiente toma valor 0 si hay ausencia de deslizamientos y valor 1 si hay presencia de los mismos.

Los factores independientes considerados son los factores influyentes analizados en el apartado (12.2). Las variables cuantitativas introducidas son la elevación, la pendiente, el promedio de lluvias y la rugosidad del terreno, mientras que las variables cualitativas son la orientación, la litología y los usos del suelo. Para las variables cualitativas se debe crear tantas variables dicotómicas como número de clases tenga dicha variable, así por ejemplo para la litología se han creado cuatro variables dicotómicas ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  y  $S_4$ ). Estas nuevas variables, artificialmente asignadas, reciben en la literatura anglosajona el nombre de *dummy*, traducándose en español con diferentes denominaciones como pueden ser variables internas o indicadoras.

En nuestro estudio se ha tomado 235 muestras, de las cuales 112 corresponden a la presencia de deslizamientos y 123 a ausencia de los mismos (*figura 12.10*).

Para la selección de las variables y configuración del modelo se han aplicado dos métodos. El primer método ha consistido en el análisis de regresión logística con todas las variables involucradas (*introduce modelling*), es decir se analizan las seis variables en un solo paso: elevación, pendiente, precipitación media anual, orientación, litología y usos de suelo. El segundo ha sido el método de pasos sucesivos o *método stepwise*, que se ha aplicado con las seis variables previas junto con la rugosidad del terreno. Para el cálculo de los coeficientes se utiliza el modelo de regresión logística mediante máxima verosimilitud (*McCullagh y Nelder, 1989*), que implica determinar los coeficientes que proporcionan la distribución de probabilidad máxima.

### **12.3.2.1. Método de Variable Completa**

Aplicando el primer método donde se tienen en cuenta todos los factores condicionantes, se obtienen los coeficientes  $b_0, b_1, \dots, b_5$  que representan las variables independientes, los valores deducidos se muestran en la *tabla 12.4*, junto con su correspondiente significado estadístico dado por los parámetros *p-valor* y *odds ratio*, que se describen brevemente a continuación.

El *p-valor* asociado a un resultado observado se define como la probabilidad de que el estadístico de contraste tome un valor más extremo que el obtenido de la muestra si la hipótesis nula ( $H_0$ ) planteada es cierta. En realidad, el *p-valor* es el nivel de significación más pequeño para el que, con los datos de la muestra, habría que rechazar  $H_0$ . Los valores de los *p-valor* superiores al nivel de significación especificado conllevarían la aceptación de la hipótesis nula y los valores de los *p-valor* inferiores al nivel de significación implicarían el rechazo de la hipótesis nula.

El procedimiento clásico para contrastar una hipótesis nula consiste en fijar, primero un pequeño nivel de significación de contraste ( $\alpha$ ), en nuestro caso  $\alpha=0,01$ , y después, obligar a que si  $H_0$  es cierta, la probabilidad de rechazar  $H_0$  sea menor o igual que  $\alpha$ . Entonces se puede considerar que una hipótesis ha sido probada por los datos cuando la hipótesis nula ha sido rechazada (y por lo tanto ha quedado probado que la hipótesis alternativa es cierta). El rechazo de una hipótesis nula nos indica que  $H_0$  parece no ser consistente con los datos observados, mientras que no rechazar la hipótesis nula se debería interpretar en que  $H_0$  es consistente con los datos observados.

Los *odds ratio* (oportunidad relativa, en español) son la probabilidad de que el evento ocurra dividido por la probabilidad de que el evento no ocurra. Pueden ser determinados a partir del cálculo de la exponencial de los coeficientes  $b_i$  ( $i=1, \dots, n$ ). Son muy utilizados en estadística para comparar la frecuencia de exposición de diferentes factores de riesgo.



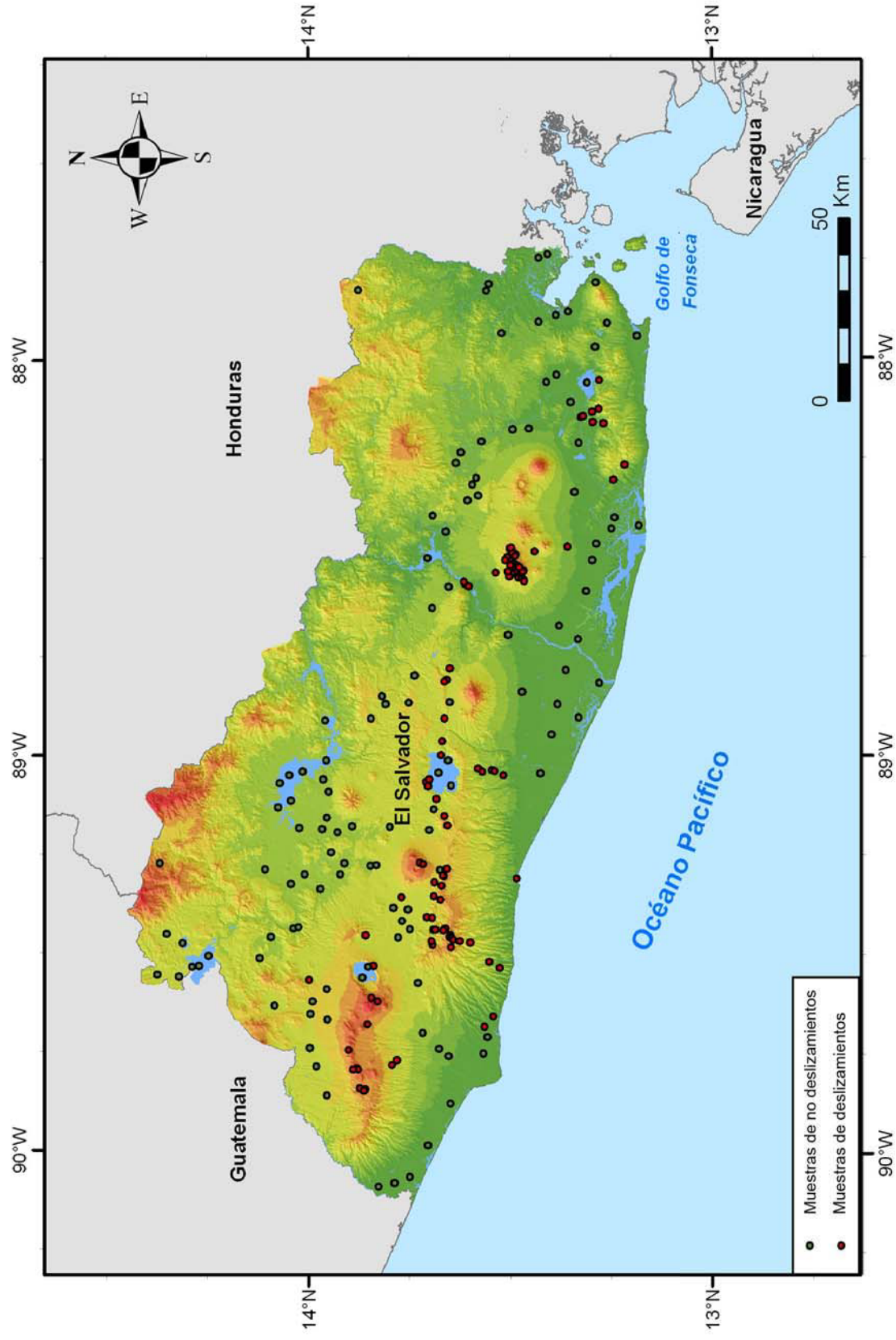


Figura 12.10. Mapa que representa las muestras de deslizamientos (en rojo) y no deslizamientos (en verde) empleadas en este estudio.

Tabla 12.4. Valores obtenidos de los coeficientes de las variables independientes ( $b_0, b_1, \dots, b_6$ ), junto con la significación estadística de cada coeficiente dada por el p-valor y odds ratio.

	b		gl	p-valor	Exponencial (b) (Odds ratio)	Límites de Odds ratio Inferior Superior	
Constante	$b_0$	-16.176	1				
Elevación (E)	$b_1$	0.064	1	0.0000	1.066	1.030	1.103
Pendiente (Pe)	$b_2$	0.153	1	0.0000	1.165	1.096	1.238
Precipitación (P)	$b_3$	0.035	1	0.0000	1.036	0.980	1.094
Suelo	$b_4$		4	0.0048			
Suelo(S <sub>1</sub> )		2.791	1		0.003	2.07E-06	4.955
Suelo(S <sub>2</sub> )		5.402	1		0.766	0.026	22.536
Suelo (S <sub>3</sub> )		10.768	1		0.007	1.38E-06	36.702
Suelo (S <sub>4</sub> )		5.523	1		0.000	2.49E-06	0.270
Usos del Suelo	$b_5$		11	0.3856			
Usos del Suelo (U <sub>1</sub> )		-9.833	1		39.768	0.269	5887.62
Usos del Suelo (U <sub>2</sub> )		-3.853	1		0.045	9.82E-06	201.852
Usos del Suelo (U <sub>3</sub> )		-8.206	1		9.571	0.023	3992.13
Usos del Suelo (U <sub>4</sub> )		-5.511	1		41.877	0.133	13150.7
Usos del Suelo (U <sub>5</sub> )		-7.816	1		16.295	3.28E-19	8.09E+20
Usos del Suelo (U <sub>6</sub> )		-15.644	1		221.828	4.77E-26	1.03E+30
Usos del Suelo (U <sub>7</sub> )		-0.100	1		47451.200	8.68E-16	2.59E+24
Usos del Suelo (U <sub>8</sub> )		-3.719	1		250.288	6.48E-18	9.67E+21
Usos del Suelo (U <sub>9</sub> )		-9.854	1		0.000	1.01E-24	2.85E+15
Usos del Suelo (U <sub>10</sub> )		0.132	1		0.021	8.54E-22	5.27E+17
Usos del Suelo (U <sub>11</sub> )		-7.111			0.000	9.67E-24	7.71E+15
Orientación	$b_6$		8	0.0000			
Orientación (O <sub>1</sub> )		-5.744	1		0.004	1.65E-22	9.90E+16
Orientación (O <sub>2</sub> )		-0.267	1		0.000	1.60E-23	1.02E+16
Orientación (O <sub>3</sub> )		-4.946	1		0.000	4.87E-29	5.30E+14
Orientación (O <sub>4</sub> )		-7.107	1		0.905	8.72E-22	9.40E+20
Orientación (O <sub>5</sub> )		3.683	1		0.024	1.76E-29	3.34E+25
Orientación (O <sub>6</sub> )		-3.111	1		0.000	1.73E-24	1.60E+15
Orientación (O <sub>7</sub> )		2.259	1		1.141	1.56E-20	8.36E+19
Orientación (O <sub>8</sub> )		3.735	1		0.000	2.87E-25	2.32E+18

$b_i$  ( $i=1, \dots, n$ ): coeficientes asociados a las variables independientes y  $gl$ : grados de libertad

La mayoría de los factores (elevación, pendiente, orientación, litología y precipitación media anual) tienen un p-valor menor de 0.01, lo cual indica que hay un alto nivel de significación de la correspondiente variable en un nivel de confianza del 99%. Sin embargo, la clase de usos de suelo tiene p-valor mayor que 0.01, indicando por lo tanto, que este factor es el menos significativo en el modelo. Del análisis se obtiene que el porcentaje ajustado que explica el modelo es 81.6%.

Un concepto clave para entender los test en la regresión logística es el *log likelihood*, definido como el logaritmo de verosimilitud o logaritmo de la probabilidad de los resultados observados dadas las estimaciones de los parámetros. Por eso, es conveniente usar el contraste de 2 veces el logaritmo neperiano de la probabilidad (-2LL) (Kleinbaum et al., 1998), que consiste en la expresión:  $RV = -2[\ln L_0 - \ln L]$ , donde  $\ln L$  es el logaritmo de la función de verosimilitud que se ha obtenido al estimar el modelo completo, mientras que  $\ln L_0$  es el logaritmo de la función de verosimilitud que se ha obtenido al estimar el modelo sólo con el término independiente. Este estadístico se distribuye asintóticamente, cuando el tamaño de la muestra es grande, como una Chi-cuadrado con  $k-1$  grados de libertad, siendo  $k$  el número de coeficientes a ser estimados del modelo, incluido el término independiente. Así, pequeños valores del estadístico -2LL indican un mayor ajuste del modelo. Para el modelo de variable completa se ha realizado el test de probabilidad -2LL (tabla 12.5)

Tabla 12.5. Test de probabilidad (-2LL) para el modelo de regresión logística de variable completa

Fuente	Desviación (-2LL)	gl	p-valor
Inicial	325.264	234	0.0000
Modelo	319.443	26	0.0000
Residual	5.82134	208	1.0000

### 12.3.2 2. Método de pasos sucesivos (Stepwise)

En la aplicación realizada con el segundo método se ha introducido una nueva variable, la rugosidad o relieve del terreno, y se han empleado técnicas de regresión logística *stepwise*, es decir, se introducen o eliminan variables en pasos sucesivos en función de su significación o importancia. Así, se ha comprobado una mejora en el nivel de significación del modelo ajustado (89.4%) respecto a la primera aproximación (81.6%). Además, se reduce de forma notable el número de variables en la ecuación, resultando ahora tan sólo dos factores influyentes: rugosidad y litología. Los coeficientes estimados y *odds ratio* mediante la metodología de regresión logística *stepwise* se muestran en la tabla 12.6.

Tabla 12.6. Los coeficientes estimados y *odds ratio* del modelo *stepwise* de regresión logística

		b		gl	P-valor	Exp(B) Odd Ratio	Límites de Odds Ratio Inferior Superior	
<b>Paso 1</b>	Rugosidad (R)	b <sub>1</sub>	3.755	1	0.000	42.7228	2.562	4.947
	Constante	b <sub>0</sub>	-7.726	1				
<b>Paso 2</b>	Suelo	b <sub>2</sub>		4	0.000			
	Suelo (S <sub>1</sub> )		-2.853	1		0.058	4.85E-05	69.217
	Suelo (S <sub>2</sub> )		0.000	1		1	1.24E-12	8.09E11
	Suelo (S <sub>3</sub> )		3.073	1		21.598	0.021	22416.300
	Suelo (S <sub>4</sub> )		2.242	1		9.413	0.012	7885.870
	Rugosidad (R)	b <sub>1</sub>	5.110	1	0.000	165.601	52.974	517.678
	Constante	b <sub>0</sub>	-11.309	1				

Paso 1. Variable introducida: Rugosidad.

Paso 2. Variable introducida: Suelo

b: variables independientes y gl (grados de libertad)

La ecuación del modelo ajustado que resulta con este método *stepwise* es la siguiente:

$$Z = -11.309 + 5.111 \cdot R - 2.853 \cdot S_1 + 3.073 \cdot S_3 + 2.242 \cdot S_4 \quad \text{ec. 12.13}$$

Siendo R la rugosidad y S<sub>1</sub>, S<sub>3</sub> y S<sub>4</sub> las categorías de roca dura, suelo consolidado y suelo no consolidado, respectivamente, según la clasificación adoptada. No disponemos de datos en suelo tipo S<sub>2</sub>, por lo que no aparece la correspondiente variable en el modelo. El porcentaje explicado por el modelo de regresión logística *stepwise* de dos variables es de un 89.4% (García-Rodríguez, et al, 2007 y 2008a).

Finalmente, de los dos modelos estimados para la susceptibilidad nos decidimos por la utilización del modelo *stepwise*, debido fundamentalmente a la comprobación de una mejora en el nivel de significación del modelo ajustado (89.4%) respecto a la primera aproximación (81.6%). Asimismo, el número de variables del modelo ajustado se ha

reducido de forma notable, pudiendo ser expresado dicho modelo por medio de los factores más influyentes: la rugosidad y la litología.

Realizamos varios tests para evaluar la bondad de ajuste del modelo, que se emplean para determinar si unos datos muestrales pueden considerarse pertenecientes o no a una población con una distribución de probabilidad determinada. El test de probabilidad (-2LL) del modelo de regresión logística para pasos sucesivos (*stepwise*) arroja los resultados mostrados en la *tabla 12.7*.

*Tabla 12.7. Test de probabilidad (-2LL) para el modelo de regresión logística stepwise*

Fuente	Desviación (-2LL)	gl	p-valor
Inicial	325.264	234	
Modelo	302.629	5	0.0000
Residual	22.636	229	1.0000

Normalmente para comprobar el nivel de significación se emplea el test *Chi-cuadrado* ( $\chi^2$ ). Para realizar el contraste de la  $\chi^2$  se extrae una muestra de tamaño *n* de la población con la supuesta distribución de probabilidad y se agrupan las *n* observaciones en *k* intervalos de la clase. Si  $O_i$  es la frecuencia de datos muestrales observada en el intervalo de clase *i*-ésimo y  $E_i$  es la frecuencia esperada del intervalo de clase *i*-ésimo según la distribución de probabilidad supuesta,  $\chi^2$  resulta ser:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \tag{ec. 12.14}$$

El estadístico  $\chi^2$  tiene una distribución con  $m=n-k-p$  grados de libertad, siendo *p* el número de parámetros que se han estimado a partir de los datos.

En nuestro caso, el test *Chi-cuadrado* se ha empleado para comprobar la concordancia entre el modelo *stepwise* y el inventario de deslizamientos del modelo (*tabla 12.8*), determinando si la función logística se ajusta adecuadamente a los datos observados o no. Debido a que el valor es mayor a 0.05, la hipótesis nula no puede ser rechazada, y por lo tanto, existe un buen ajuste del modelo con un nivel de confianza del 95% ( $\chi^2=2.2998$  con 3 grados de libertad (*gl*) y un *p-valor*= 0.5125.)

*Tabla 12.8. Test de Chi-cuadrado para el modelo de regresión logística stepwise*

Clase	Intervalo Logit	n	Verdadero		Falso	
			Observado	Esperado	Observado	Esperado
1	Menor que -3.9575	110	0.0	1.5919	110.0	108.4080
2	-3.9575 to 1.1667	30	17.0	15.558	13.0	14.4423
3	1.1667 to 11.3712	41	41.0	40.597	0.0	0.4026
4	11.3712 to 17.3112	26	26.0	26.0000	0.0	0.0000
5	17.3112 o mayor	28	28.0	28.0000	0.0	6.34E-9
Total		235	112.0		123.0	

La escala logística es dividida en cinco intervalos, cada uno de los cuales tiene un número particular de observaciones (*n*). Se analizan los valores observados respecto a los esperados (verdadero y falso) del modelo predicho para cada intervalo de la agrupación. La hipótesis nula asume que no hay diferencia significativa.  
 $\chi^2=2.2998$  con 3 grados de libertad (*gl*) y *p-valor*=0.5125.

Tras estos contrastes de resultados, se emplea la *curva COR*, un test de contraste muy utilizado para determinar la probabilidad del modelo estimado, el cual es explicado en detalle en el siguiente apartado.

### 12.3.3. CURVA COR

Las curvas Características Operativas del Receptor (COR) o curvas ROC (*del inglés, Receiver Operating Characteristic*), son una representación gráfica de la tasa de éxito (probabilidad de detectar correctamente un píxel cuando dicho píxel pertenece a la clase de interés) frente a la tasa de falsa alarma (probabilidad de detectar un píxel cuando efectivamente no pertenece a la clase de interés). Este análisis se realiza sólo para tareas de detección con dos resultados posibles, *sí o no*, que en nuestro caso equivalen a la presencia de deslizamiento (valor 1) o ausencia del mismo (valor 0). En el análisis se varía el umbral o criterio para detectar el píxel perteneciente a la clase de interés a lo largo del rango de valores elegido (0,1). Por lo tanto, las curvas COR pueden ser utilizadas para las predicciones de la probabilidad de deslizamiento (*Zweig y Campbell, 1993*).

Generalmente, los términos de *sensibilidad* y *especificidad* son más conocidos, debido a su uso en el ámbito de medicina, y realización de pruebas diagnósticas. La sensibilidad es la tasa de éxito y la especificidad es 1 menos la tasa de falsa alarma. Estos conceptos son muy usados para evaluar la sensibilidad y especificidad de pruebas diagnósticas según se varía el punto de corte o umbral para que una predicción se considere *positiva*.

La *sensibilidad* se define como la proporción de casos pronosticados como afirmativos, a partir del criterio o regla de decisión establecida, en los que se comprueba que efectivamente sucede el estado que se pretende diagnosticar.

Y la *especificidad* es la proporción de casos diagnosticados como negativos, a partir de la regla de decisión establecida, en los que se comprueba que efectivamente no sucede el estado que se pretende diagnosticar.

Esto se puede ver mejor en la siguiente tabla en el que se emplea la notación de Swets (1986 y 1988), que describe completamente el comportamiento de un sistema diagnóstico o de predicción con dos únicos posibles resultados (positivo o negativo), (*tabla 12.9*).

Tabla 12.9. Clasificación del resultado de un diagnostico o modelo de predicción

		Estado real		Total
		Positivo	Negativo	
Predicción	Positivo	Verdaderos Positivos (VP) a	Falsos Positivos (FP) b	a+b
	Negativo	Falsos Negativos (FN) c	Verdaderos Negativos (VN) d	c+d
Total		a+c	b+d	a+b+c+d

La *sensibilidad* es la proporción de *verdaderos positivos (VP)*, clasificados como positivos por nuestro punto de corte, entre todos los que efectivamente lo son:

$$sensibilidad = \frac{a}{a + c} = \frac{VP}{VP + FN} \quad \text{ec. 12.15}$$

Se incluyen aquí los *falsos negativos (FN)*, definidos como aquellos descartados por nuestro punto de corte pero que efectivamente queremos detectar. La sensibilidad es pues, la capacidad de un sistema para detectar un hecho o una probabilidad de que el

resultado del diagnóstico sea positivo cuando el hecho a detectar está presente. Por eso cuando deseamos una prueba muy sensible se trata de detectar el máximo, aunque sea a costa de detectar a muchos que efectivamente no lo sean. Cuanto más bajo sea el punto de corte, más sensible es la prueba, aunque a veces esto puede no ser interesante.

La *especificidad* es la proporción de los *verdaderos negativos* (VN), es decir los descartados por el punto de corte, entre todos los realmente negativos, que incluirá a los negativos que no lo son (que son efectivamente positivos).

$$\text{especificidad} = \frac{d}{b+d} = \frac{VN}{FP+VN} \quad \text{ec. 12.16}$$

La *especificidad* es la capacidad del sistema para descartar los hechos que no nos interesan, que no son objeto de detección, y estimaría la probabilidad de que el resultado de un diagnóstico sea negativo cuando el hecho no está presente. Cuanto más bajo sea el punto de corte, menor es la especificidad.

La representación de las distribuciones de dos muestras de datos de una predicción, raramente presentan distribuciones perfectamente separadas. De hecho, la distribución de las pruebas diagnósticas o predicción resultan que se superponen, como se muestra en la *figura 12.11*. En nuestro estudio: Y=1, representa la muestra de deslizamientos y la otra Y=0, la muestra de no deslizamientos.

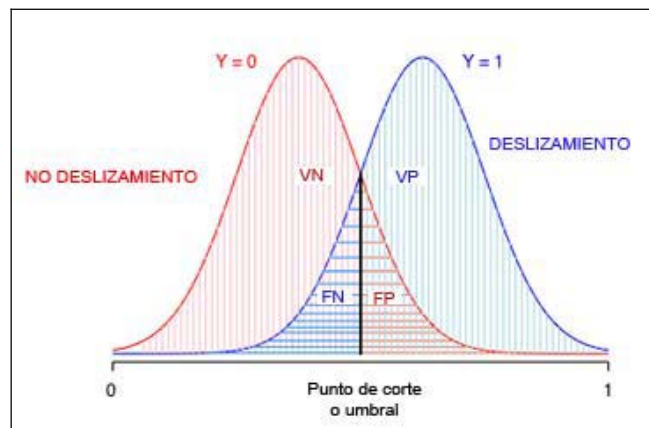


Figura 12.11. Representación de la distribución normal de las predicciones (deslizamiento y no deslizamiento) y punto de corte o umbral seleccionado.

Representando los valores de especificidad y de sensibilidad de los resultados de una predicción a lo largo de todos los valores del umbral (0,1) en la *figura 12.12*, podemos observar que si seleccionamos un umbral alto, el valor de la *especificidad* se ve incrementada; y sin embargo, la *sensibilidad* (o proporción de VP) decrece.

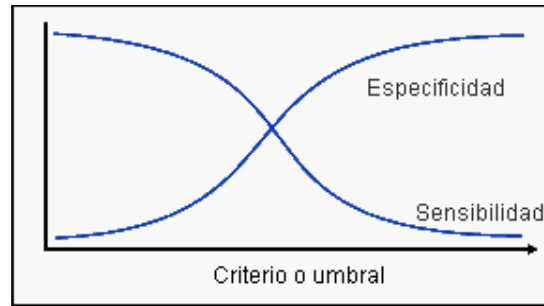


Figura 12.12. Representación de la especificidad y sensibilidad frente a los valores del umbral (intervalo de 0 a 1).

La curva COR, consiste en realidad en un conjunto de puntos (x, y) que representan la proporción de verdaderos positivos (VP) frente a la proporción de falsos positivos (FP), que es igual a 1-especificidad, asociados con todos los posibles puntos de corte o umbrales para clasificar un evento u objeto como positivo. Se encuentra en un espacio cuadrado entre (0,0) y (1,1), y la diagonal positiva indica el punto de nula capacidad predictiva. Efectivamente, si la sensibilidad iguala a 1-especificidad a lo de todos los puntos de corte significa que la prueba simplemente clasifica unos casos de otros por puro azar (figura 12.13).

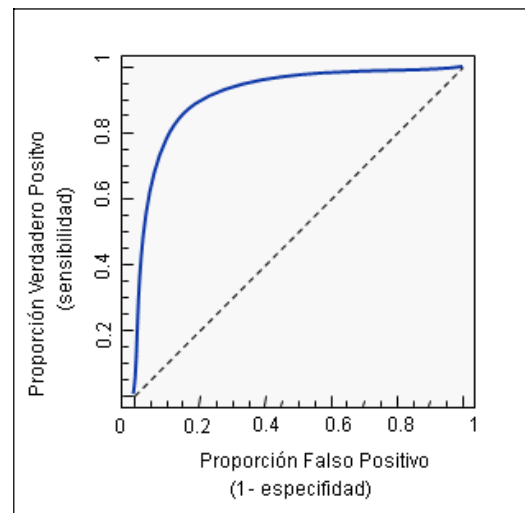


Figura 12.13. Representación de Curva COR

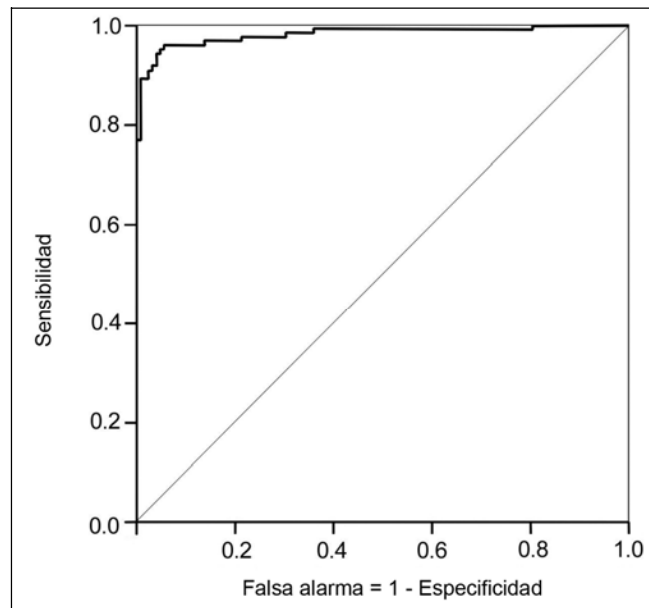
La tabla 12.10 representa las coordenadas de los puntos x,y de la curva COR para el modelo de regresión logística *stepwise*.

Tabla 12.10. Coordenadas de la curva COR del modelo de regresión logística stepwise.

Sensibilidad	1 - Especificidad
1,000	1,000
1,000	0,934
1,000	0,885
1,000	0,836
1,000	0,803
0,992	0,779
0,992	0,738
0,992	0,705
0,992	0,656
0,992	0,615
0,992	0,557
0,992	0,508
0,992	0,475
0,992	0,434
0,992	0,402
0,992	0,369
0,984	0,344
0,984	0,303
0,975	0,279
0,975	0,246
0,975	0,213
0,967	0,189
0,967	0,156
0,959	0,131
0,959	0,098
0,959	0,057
0,943	0,041
0,918	0,033
0,893	0,025
0,877	0,008
0,844	0,008
0,811	0,008
0,779	0,008
0,754	0,000
0,721	0,000
0,689	0,000
0,656	0,000
0,623	0,000
0,590	0,000
0,557	0,000
0,525	0,000
0,484	0,000
0,451	0,000
0,418	0,000
0,385	0,000
0,352	0,000
0,320	0,000
0,287	0,000
0,246	0,000
0,213	0,000
0,180	0,000
0,148	0,000
0,115	0,000
0,082	0,000
0,049	0,000
0,016	0,000



La representación de la *tabla 12.8* es precisamente la curva COR del modelo de regresión logística *stepwise* (*figura 12.14*).



*Figura 12.14. Curva COR del modelo de regresión logística. El área bajo la curva es de 0.980.*

La curva COR tiene la capacidad para resumir, en una única medida, el rendimiento o precisión de la predicción por medio del valor del área bajo la curva, o en sus siglas inglesas AUC (*Area Under Curve*). Se demuestra que AUC es una medida de la eficacia predictiva del modelo, independientemente del punto de corte que se establezca con la misma (Swets y Pickett, 1982, Swets, 1986).

El *área bajo la curva COR (AUCROC)* es una medida global de la precisión del modelo de predicción. Se define como la probabilidad de clasificar correctamente un par de elementos -deslizamiento y no deslizamiento-, seleccionados al azar entre la población, a partir de un modelo de predicción.

El rango de valores varía entre 0.5, si no hay discriminación, y 1 si la discriminación es perfecta. Cuando el clasificador no puede distinguir entre los dos grupos o resultados, es decir, cuando no hay diferencia entre las dos distribuciones, el área es 0.5, y la curva COR coincide con la diagonal positiva del "espacio COR". El otro caso extremo se da cuando la capacidad predictiva es perfecta, es decir, hay una perfecta separación, y ningún solapamiento entre las dos distribuciones. Por lo tanto, el área bajo la curva COR es igual a 1, alcanzando perfectamente la esquina superior izquierda del "espacio COR". Cuanto más próxima se encuentre la curva COR a dicha esquina, la precisión global es mayor.

El AUCROC calculado para el modelo de regresión logística *stepwise* tiene un valor de 0.980 (*figura 12.14*), lo que significa que la precisión del modelo para distinguir dos elementos elegidos al azar de la muestra de deslizamiento y no deslizamiento corresponde al 98% de acierto.

### 12.3.4. CARTOGRAFÍA DE RESULTADOS DEL MODELO RL

Posteriormente, el modelo de regresión logística *stepwise* se ha implementado en el SIGSAL (*software ArcGIS 9.0*) y se han calculado los valores del modelo de susceptibilidad (ec.12.11), mediante operaciones de álgebra de capas a lo largo de todo el mapa. Los resultados se normalizan en un rango de 0 a 1, y se representan en un mapa de susceptibilidad, diferenciando cinco niveles: muy bajo (0.00-0.05), bajo (0.05-0.12), medio (0.12-0.19), alto (0.19-0.26) y muy alto (0.26-1.00). En la *tabla 12.11*, se muestra un análisis del modelo de susceptibilidad de RL que refleja el número de píxeles y el porcentaje de cada intervalo de la clasificación asignada.

*Tabla 12.11. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de la clasificación del modelo de susceptibilidad de RL.*

	Modelo de Susceptibilidad de RL				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	860259	446996	372907	220116	169225
Porcentaje (%)	41,6%	21,6%	18,0%	10,6%	8,2%

El mapa de susceptibilidad resultante se ha contrastado con el inventario de deslizamientos existente, obteniendo una concordancia del 89.4% entre las zonas identificadas con mayor susceptibilidad y los datos observados. En concreto, la localización de las zonas de alta y muy alta, así como las zonas de muy baja susceptibilidad presenta una gran concordancia con las observaciones. El método de regresión logística ensayado en el contexto de la evaluación del peligro de deslizamientos, abre nuevas posibilidades para la ponderación de los distintos factores que intervienen con rigor estadístico.

A continuación, se representa el mapa de susceptibilidad empleando el modelo de ajuste obtenido (ec. 12.11), a partir de técnicas de regresión logística con el método *stepwise* (*figura 12.15*).

**MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS  
DESARROLLADO A PARTIR DEL MODELO DE REGRESIÓN LOGÍSTICA STEPWISE**

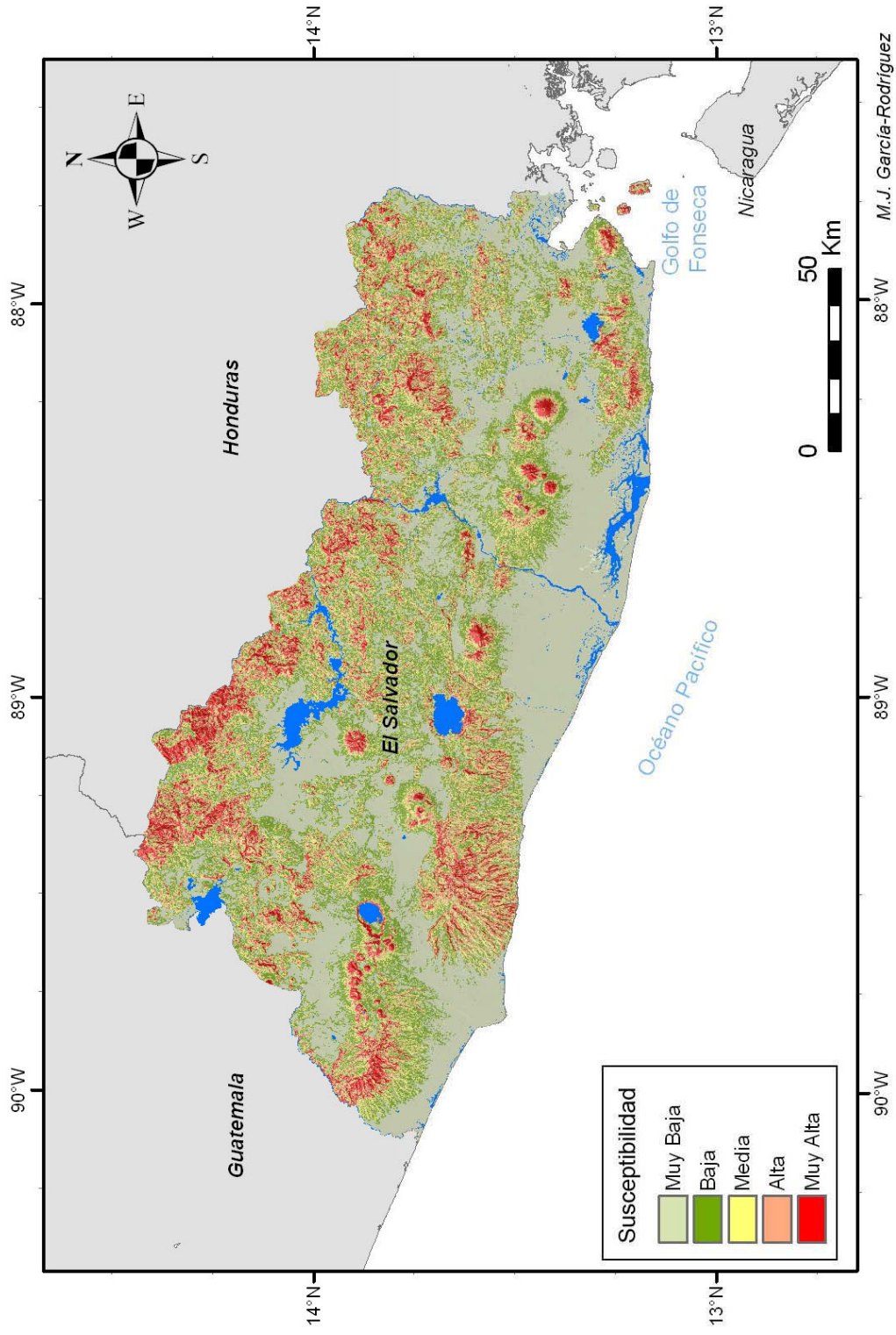


Figura 12.15. Mapa de susceptibilidad de El Salvador obtenido mediante regresión logística "método stepwise".

## 12.4. Evaluación de la Susceptibilidad por medio de Redes Neuronales Artificiales (RNA)

### 12.4.1. RESUMEN DE FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este trabajo también se ha decidido aplicar la metodología de redes neuronales. Como hemos visto en el marco teórico (*capítulo 7.5.1, parte II*), consiste en una metodología alternativa que se basa en la relación de un modelo no lineal, analiza los elementos que contribuyeron a los deslizamientos en el pasado, y a partir de la información resultante, predice las áreas que pueden ser afectadas en un futuro. Los métodos basados en redes neuronales son denominados métodos heurísticos, debido a que pueden aprender de la experiencia y por lo tanto, reconocer nuevos datos no percibidos previamente. Para ello, emplean un algoritmo de aprendizaje que se caracteriza por una búsqueda iterativa de los pesos de una función que haga mínima la superficie del error. Recientemente, las redes neuronales artificiales han experimentado un gran auge en su utilización, aplicándose a la resolución de problemas no lineales en diversos estudios medioambientales, entre ellos los relacionados con la evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos de laderas, obteniéndose resultados muy favorables (*Neaupane y Achet, 2004, Lee et al., 2004, Ermini et al., 2005, Yesilnacar et al., 2005*).

La aplicación de redes neuronales permitirá dar un nuevo enfoque a este estudio, por tratarse de una técnica estadística alternativa, determinando los pesos de los factores de manera más objetiva y obteniendo un nuevo modelo de susceptibilidad a los deslizamientos. Para la aplicación de redes neuronales a El Salvador se han considerado como nodos de entrada los factores susceptibles a deslizamientos, como son el mapa de altitudes, pendientes, orientación, rugosidad del terreno, promedio de lluvias anuales, clasificación litológica, y usos de suelo. Dichas capas se encuentran en formato raster (*grid*) del software ArcGIS, procedentes de SIGSAL.

La red neuronal debe de ser una red o función de correspondencia, en la que se estima una relación funcional entre sus datos de entrada (factores condicionantes) y sus datos de salida (*bitmap*), con valor 0 (no deslizamiento) ó 1 (deslizamiento). Para ello, se elige un conjunto de vectores (x,y), que llamamos muestras de entrenamiento y que en nuestro caso corresponden a las localizaciones del inventario de deslizamientos (valor 1) y a localizaciones de nuestro estudio que no han experimentado deslizamientos (valor 0). A partir de estos ejemplos de correspondencia funcional, la red emplea un algoritmo de aprendizaje hasta alcanzar un umbral deseado. Posteriormente, ésta clasifica para cada píxel de la imagen, la susceptibilidad o no al deslizamiento de laderas.

### 12.4.2. CÁLCULO DE LA RED

Para el cálculo de la red neuronal artificial, se ha analizado diferente software de procesamiento de imágenes, empleado generalmente para teledetección, que incluye módulos de clasificación de la red neuronal, entre los que figuran los programas *PCI* y *ENVI*.

### 12.4.2.1. Creación

Primeramente, se debe definir la arquitectura de la red neuronal, seleccionando el número de nodos de entrada (en nuestro caso, son los factores condicionantes asociados a la susceptibilidad del deslizamiento), el número de las capas ocultas, la función de activación -hiperbólica o logística- y el número de iteraciones.

Para los *nodos de entrada* se consideran las capas de los factores condicionantes a los deslizamientos, estudiados previamente en el *apartado 12.1*, que están implementadas en SIGSAL. Como primer paso, se procede a una normalización de las imágenes, para lo que realizamos un escalado lineal entre el rango 0-255.

Seguidamente, para poder operar con ellas, es necesario realizar una transformación de formatos que convierta de formato *grid (ESRI)* a formato *envi*. Posteriormente, se crea una imagen única con las 7 capas de entrada que corresponden a los factores condicionantes en este estudio: altitudes, pendientes, orientación, rugosidad del terreno, promedio de lluvias anuales, clasificación litológica, y usos de suelo. Además, para el análisis de clasificación de la red, se ha creado una máscara a partir del límite administrativo del país, evitando de este modo los cálculos en las zonas exteriores a El Salvador (Honduras, Guatemala, Nicaragua y Océano Pacífico).

También, se deben definir previamente unas regiones de interés (*ROI*)<sup>12</sup>, que generalmente son empleadas para el cálculo de estadísticos de las clasificaciones, creación de máscaras u otras operaciones, que en nuestro caso, son las muestras seleccionadas de deslizamientos y no deslizamientos.

Las localizaciones del inventario de deslizamientos del 13 de enero de 2001, corresponden a elementos puntuales. Sin embargo, en este sentido es mejor disponer de elementos superficiales, áreas susceptibles a deslizamientos y no susceptibles, ya que los resultados que se obtengan serán más precisos y objetivos en cualquier análisis que se realice. Por este motivo, se ha creado un contorno o área de influencia alrededor del elemento puntual (*buffer*<sup>13</sup> de 100 m). Para la verificación de los eventos registrados, mejora y completitud en la medida de lo posible del inventario, nos hemos apoyado en fotografías aéreas e informes. Además, el SNET nos ha facilitado un inventario de deslizamientos recopilados durante el año 2001, clasificados en función de tipo de deslizamiento generado.

En vez de trabajar con todos los registros del inventario de deslizamientos, en los estudios de clasificación se trabaja con una parte o muestra de los datos, mientras el resto de las muestras se emplea para el proceso de validación de los resultados. Así, para la fase de entrenamiento de la red neuronal se ha trabajado con el 80% de la muestra, mientras que el 20% restante se ha utilizado para la validación.

Otro de los aspectos importantes en la definición de la arquitectura de la red, es la asignación de los números de nodos de la capa oculta. Si se trata de una clasificación lineal el número asignado a la capa oculta sería 0, es decir, no hay nodos en la capa oculta, por lo que las diferentes regiones de entrada deben estar linealmente separadas en un único hiperplano. Sin embargo, las clasificaciones no lineales vienen representadas por un número de neuronas ocultas de valor 1 o superior. Si las regiones de entrada son linealmente inseparables y requieren de dos hiperplanos para separar las clases, se debe

---

<sup>12</sup> ROI se define como región de interés, se tratan regiones vectoriales en ENVI (*del inglés, regions of interest*).

<sup>13</sup> *Buffer*: área o contorno creado alrededor de un punto (herramienta del software ArcGIS de ESRI)

tener al menos una neurona oculta para la resolución del problema. Si se trata de un espacio tridimensional donde los diferentes elementos no son continuos o no están conectados, se emplearían al menos dos neuronas para la clasificación de la red.

Para la capa de salida, que en nuestro caso de aplicación, se asigna una neurona que tomará valores 1 ó 0, respectivamente, en función de que exista deslizamiento o no. Éste es uno de los resultados y que se muestra en una imagen de la clasificación. Además, en este proceso también se obtiene una imagen de probabilidad (*rule image*), con valores dentro del intervalo 0 y 1, y que constituye el mapa de la susceptibilidad a los deslizamientos.

#### 12.4.2.2. Aprendizaje

El método de aprendizaje utilizado es de tipo retropropagación (o *backpropagation*). Durante este proceso se ajustan los pesos hasta minimizar la diferencia entre el nodo de activación de salida y la salida deseada. El error es propagado a través de la red, donde el ajuste de los pesos se realiza empleando un método iterativo.

En la ventana de la aplicación se pueden decidir los umbrales o valores de los diferentes componentes del algoritmo de *backpropagation* de la red neuronal: umbral de entrenamiento, factor de entrenamiento y entrenamiento momento. Además, se define el criterio de salida del entrenamiento RMS<sup>14</sup> (*Training RMS Exit Criteria*). Así cuando el proceso de entrenamiento alcance el valor del error RMS, éste debería pararse.

Durante el proceso de aprendizaje se puede observar un gráfico del error RMS en cada iteración, donde generalmente el error tiende a decrecer y aproximarse a los valores más bajos de RMS. En cambio, si los errores RMS oscilan y no convergen, se debe probar con valores de factores de aprendizaje más bajos o diferentes elementos muestrales *ROIs*.

#### 12.4.2.3. Validación

Una vez determinado el proceso de entrenamiento, es necesario evaluar la capacidad de generalización de la red de forma objetiva, a partir de un grupo de datos independientes, -conjunto de datos *test*- que no hayan intervenido anteriormente en la fase de entrenamiento.

Lo más común es basarse en la frecuencia de clasificaciones correctas e incorrectas, por lo que se construye una matriz de confusión para calcular los diferentes índices de asociación y el criterio de decisión adoptado en la red neuronal. Sin embargo, cuando estamos interesados en discriminar entre dos clases, se recomienda el uso de los índices de sensibilidad, especificidad, y del análisis de las curvas *ROC*<sup>15</sup>.

#### **Matriz de Confusión**

Para conocer la precisión del resultado de la clasificación de la red neuronal, hemos generado la *matriz de confusión*, donde se compara para cada píxel, la correspondencia de la clase de cada grupo de la imagen verdadera con la imagen clasificada.

<sup>14</sup> RMS (Root Mean Square): error cuadrático medio

<sup>15</sup> Curvas Características Operativas del Receptor (COR) o curvas ROC (del inglés, Receiver Operating Characteristic)

La *matriz de confusión* (o de contingencia) se emplea para la presentación y el análisis del resultado de una clasificación, ya que permite realizar comparaciones entre dos imágenes (la imagen de clasificación y la verdadera) o la imagen clasificada y el vector de ROIs, y plasmar los conflictos entre las clases. Nos dará información del porcentaje correcto de clasificación y de la fiabilidad para cada una de las clases y principales confusiones entre ellas.

La matriz de confusión lista el número de píxeles clasificados correctamente en su clase en la diagonal, y los resultados del proceso de la red neuronal, que en nuestra aplicación son una *precisión global* de 95.1% y un *coeficiente kappa* (0.9013), (García-Rodríguez et al., 2008b), como se indica en la *tabla 12.12*.

La *precisión global* (*overall accuracy*, en inglés) se calcula como la razón del número de píxeles clasificados correctamente y el número total de píxeles. Los píxeles clasificados correctamente se encuentran a lo largo de la diagonal de la matriz de confusión. En efecto, si un dato se sitúa sobre la diagonal, significa que en ambas imágenes -verdadera y clasificada- los píxeles toman el mismo valor, mientras que en las zonas marginales se presentan errores de asignación.

El *coeficiente kappa* (*k*) es otra medida de la precisión de la clasificación. Este indicador adquiere valores entre 0 y 1, representando el primero la absoluta falta de concordancia y el segundo, la concordancia total. Un valor *k* menor a 0,4 se asocia a insuficiente concordancia, entre 0,41 y 0,60 representa concordancia moderada, y mayor de 0.60 significa concordancia elevada. El *coeficiente kappa* mide la diferencia entre la coincidencia de los píxeles observados -realidad observada- y la que cabría esperar simplemente al azar. Esto se calcula mediante la siguiente expresión:

$$k = \frac{N \sum_k x_{kk} - \sum_k x_{k\Sigma} x_{\Sigma k}}{N^2 - \sum_k x_{k\Sigma} x_{\Sigma k}} \quad \text{ec. 12.17}$$

donde:

N: es el número total de píxeles de la muestra

$x_{kk}$ : es el número de píxeles en la clase correcta que se encuentra en la diagonal (fila k y columna k), lo que se denomina coincidencia observada

$x_{k\Sigma} x_{\Sigma k}$ : es el producto de píxeles totales marginales (de la fila k y columna k, respectivamente), que representa la coincidencia esperada.

Tabla 12.12. Matriz de confusión del análisis de clasificación con la red neuronal

Clase	Imagen Verdadera (Píxeles)			Imagen Verdadera (Porcentaje)		
	Región #1	Región #2	Total	Región #1	Región #2	Total
No clasificado	0	0	0	0	0	0
Región 1	2.592	33	2625	90.41	0.95	41.35
Región 2	275	3448	3723	9.59	99.05	58.65
Total	2.867	3481	6348	100.00	100.00	100.00
Precisión global = (6040/6348) 95.1481% Coeficiente kappa = 0.9013						

Región 1: clase deslizamiento

Región 2: clase no deslizamiento

Además, la matriz de confusión nos informa de los *errores de comisión y omisión* (tabla 12.13). Los *errores de comisión* representan píxeles que pertenecen a otra clase pero que son etiquetados como pertenecientes a la clase de interés (se localizan en las filas de la matriz de confusión). Los *errores de omisión* representan píxeles que pertenecen a la clase verdadera, pero que, debido al fallo de la técnica de clasificación, no han sido incluidos (se muestran en las columnas de la matriz de confusión).

Tabla 12.13. Errores de comisión y omisión en número de píxeles y porcentaje.

Clase	Porcentaje		Píxeles	
	Comisión	Omisión	Comisión	Omisión
Región 1	1,26	9,59	33/2.625	275/2.867
Región 2	7,39	0,95	275/3.723	33/3.481

Región 1: clase deslizamiento

Región 2: clase no deslizamiento

La precisión del clasificador (*Producer accuracy, PA*) y la precisión del usuario (*User accuracy, UA*) se muestran en la tabla 12.14. La precisión del clasificador (PA) es una medida que indica la probabilidad que el clasificador haya asignado a un píxel la clase A, y esa sea la clase verdadera. Así por ejemplo, en la matriz confusión, la región 1, clase que representa el deslizamiento, tienen un total de 2.867 píxeles verdaderos donde 2.592 son píxeles clasificados correctamente. La precisión del clasificador se define como la proporción de los valores 2.592/2.867, que resulta ser un 90,41%.

La precisión de usuario (UA) es una medida que indica la probabilidad de que un píxel de clase A, sea etiquetado por el usuario como clase A. El clasificador ha etiquetado 2.625 píxeles como pertenecientes a la región 1 (clase), habiendo un total de 2.592 píxeles clasificados correctamente. La precisión de usuario es la proporción de 2.592/2.625, o en porcentaje, 98,74 %.

Tabla 12.14. Precisión del clasificador (PA) y del usuario (UA) en número de píxeles y en porcentaje.

Clase	Porcentaje		Píxeles	
	PA	UA	PA	UA
Región 1	90,41	98,74	2592/2867	2592/2625
Región 2	99,05	92,61	3448/3481	3448/3723

Región 1: clase deslizamiento

Región 2: clase no deslizamiento

### Curva COR

Para nuestro estudio, calculamos la curva COR con el modulo de ENVI, donde se representa la probabilidad de detección (o *sensibilidad*) frente a la probabilidad de falsa alarma (1-especificidad). La tabla 12.15 representa las coordenadas de la curva COR de la clase deslizamiento para el modelo estimado de RNA.



Tabla 12.15. Coordenadas de la curva COR del modelo de RNA de la clase deslizamiento.

Sensibilidad (Probabilidad de detección)	1 - Especificidad (Probabilidad de falsa alarma)
0,000	1,000
0,053	0,993
0,105	0,993
0,158	0,993
0,210	0,993
0,263	0,992
0,316	0,992
0,368	0,992
0,421	0,990
0,474	0,989
0,526	0,985
0,579	0,985
0,632	0,985
0,684	0,985
0,737	0,985
0,789	0,985
0,842	0,985
0,895	0,985
0,947	0,985
1,000	0,000

A continuación, se ilustra en la *figura 12.16*, la curva COR de la clase deslizamientos (en color rojo).

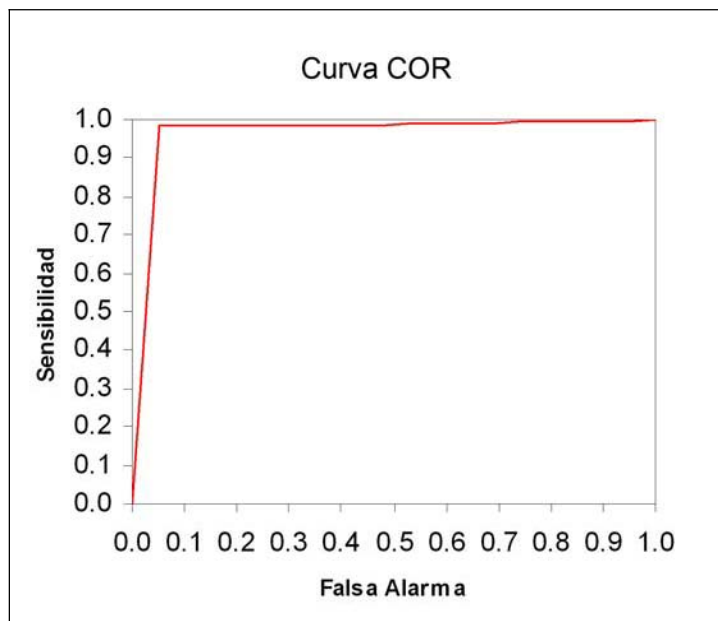


Figura 12.16. Curva COR que representa la probabilidad de detección (sensibilidad) frente a la probabilidad de falsa alarma (1-especificidad), generada a partir del modelo de predicción de la red neuronal. Línea roja: curva COR de la clase deslizamientos.

Para nuestro estudio, el AUCROC<sup>16</sup> de la *clase deslizamientos* tiene un valor medido de 0.9630, lo que significa que un elemento seleccionado aleatoriamente de esta clase, tiene un valor de 96,3% de probabilidad de pertenencia a la *clase deslizamiento* respecto a un elemento elegido aleatoriamente de la *clase de no deslizamiento*.

### 12.4.3. CARTOGRAFÍA DE RESULTADOS DEL MODELO DE RNA

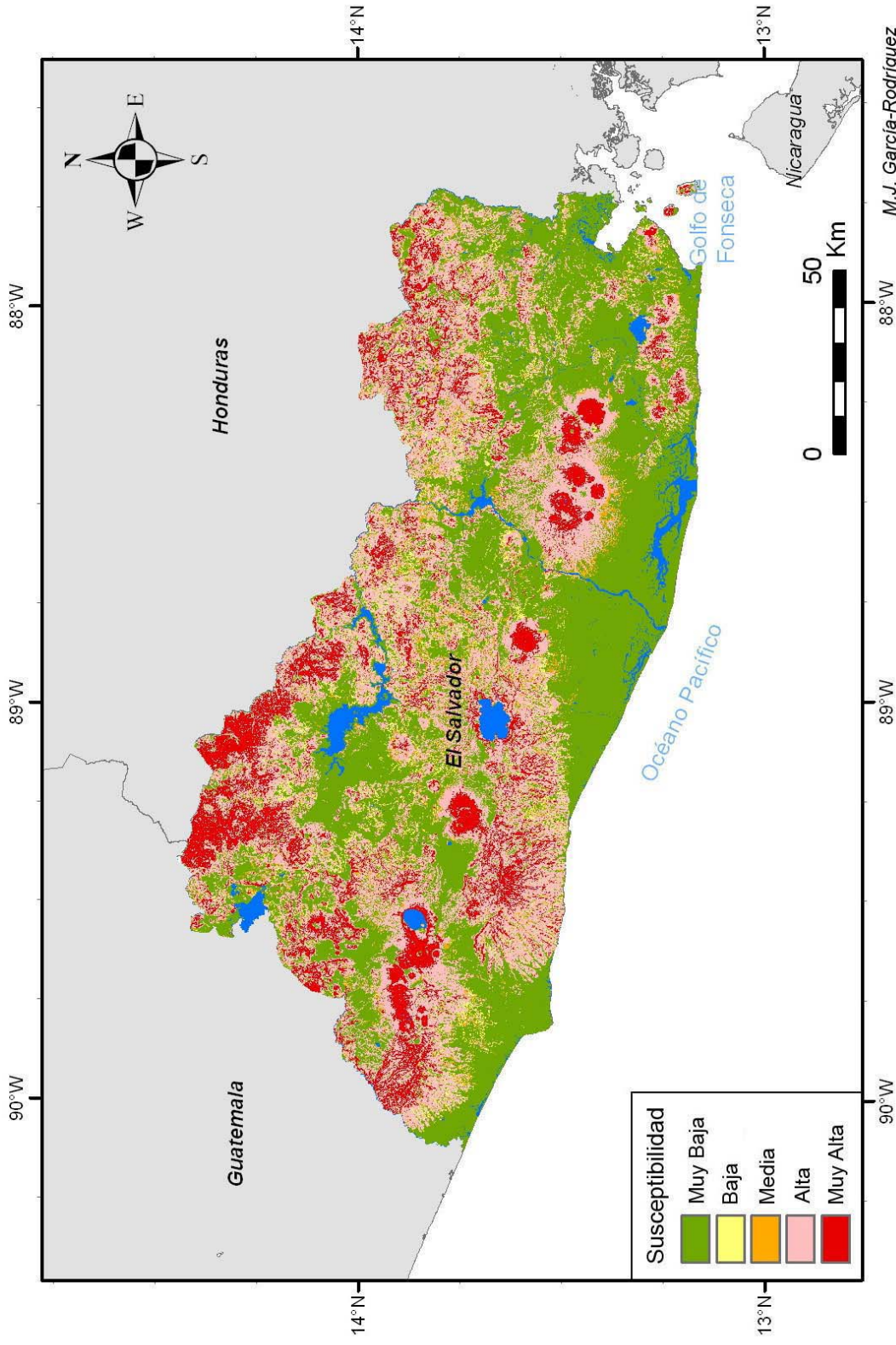
El resultado cartográfico se traduce en un mapa de susceptibilidad de El Salvador, creado a partir de la imagen de probabilidad (*rule image*) del módulo de redes neuronales de ENVI, e implementado en el SIG (*figura 12.17*). Este mapa se ha clasificado en cinco niveles de susceptibilidad a los deslizamientos: muy baja, baja, media, alta y muy alta, siguiendo una gama cromática de colores fríos (verde) para bajos valores y de colores cálidos (amarillo, naranja y rojo) para valores medios, altos y muy altos. El histograma de valores del modelo de susceptibilidad RNA indica que la mayoría de los píxeles tienen valores próximos a cero y a uno, siendo difícil hacer una clasificación de rangos de valores intermedios.

Tabla 12.16. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de la clasificación del modelo de susceptibilidad de RNA.

	Susceptibilidad Modelo de RNA				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	954.799	68.723	71.186	707.064	267.731
Porcentaje (%)	46,1%	3,3%	3,4%	34,1%	12,9%

<sup>16</sup> AUCROC: Área bajo la curva COR

## MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS DESARROLLADO A PARTIR DEL MODELO DE REDES NEURONALES ARTIFICIALES



M.J. García-Rodríguez

Figura 12.17. Mapa de Susceptibilidad de El Salvador, generado a partir del modelo de RNA.

## 13. EVALUACIÓN DE LA ACCIÓN DETONANTE

### 13.1. Introducción

En nuestro estudio consideraremos el terremoto como detonante de los deslizamientos, es decir como el fenómeno que produce el disparo de los mismos. Los deslizamientos inducidos por sismos pueden ser atribuidos a una variación temporal y espacial de los esfuerzos transmitidos a la ladera por la acción sísmica (Keefer, 1984, Rodríguez 2001). Por este motivo, a la hora de evaluar el potencial de deslizamientos se requiere un estudio de caracterización del movimiento fuerte esperado por terremotos en la zona. Ello supone conocer, no sólo el escenario sísmico causante del movimiento, y las características de propagación del medio, sino también el posible efecto local del suelo debido a su geología y a su topografía.

En general, la caracterización del movimiento requiere varias acciones: procesado y tratamiento de registros del movimiento en zonas de deslizamientos, estimación de parámetros característicos del mismo (aceleración, velocidad y desplazamiento pico, duración, intensidad de Arias, espectros de respuesta, etc.) y estudio de efectos locales debido a la composición del suelo y a la topografía. El análisis estadístico de los registros lleva a la deducción de modelos de movimiento fuerte. En estos modelos generalmente el movimiento se caracteriza por medio de la aceleración pico (PGA) o de aceleraciones espectrales SA (T), que se formulan en función de la magnitud, distancia y tipo de suelo. Dichos modelos permiten después estimar parámetros de movimiento en zonas donde no se disponga de registros, siendo por ello, considerados *modelos de predicción*.

En nuestro caso, para la calibración del modelo de peligro de deslizamientos, la función detonante viene dada por el movimiento asociado al escenario del sismo del 13 de enero de 2001, en representación de la acción sísmica que pudo producir los deslizamientos observados.

### 13.2. Escenario del Sismo del 13 de Enero de 2001

#### 13.2.1. MAPA DEL MOVIMIENTO EN SUELO FIRME

Las aceleraciones registradas por un sismo se pueden estimar a partir de relaciones de atenuación, pudiéndose aplicar a zonas concretas o ambientes tectónicos específicos. Partiendo de registros del terremoto del 13 de enero de 2001 y de su serie de réplicas, Cepeda *et al.*, (2004) estimaron un modelo espectral de movimiento para sismos de subducción en El Salvador. Igualmente, partiendo de los registros del 13 de febrero los autores dedujeron otro modelo para sismos de cadena volcánica. Dichos modelos sirven como punto de partida para caracterizar el movimiento en sus correspondientes

escenarios, en la aplicación dirigida a evaluar el peligro a los deslizamientos inducidos por sismos.

El movimiento asociado al sismo del 13 de enero de 2001 se ha calculado mediante la función:

$$\text{Log}Y = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot h + C_4 \cdot R - \log R + C_5slS_C + C_6slS_D + C_7slS_E$$

donde

$Y$ = aceleración máxima horizontal (PGA)

$M$ = magnitud momento

$h$ =profundidad focal en Km

$$R = \sqrt{(D_{\text{fault}})^2 + \Delta^2}$$

$D_{\text{fault}}$  es la distancia más cercana a la superficie de la ruptura en km.

$$\Delta = 0.00724(10^{0.507M})$$

$S_C = 1$  para suelos C (clasificación NERHP), o 0 en caso contrario.

$S_D = 1$  para suelos D (clasificación NERHP), o 0 en caso contrario.

$S_E = 1$  para suelos E (clasificación NERHP), o 0 en caso contrario.

$sl = 1$  para PGA (cm/s<sup>2</sup>) o frecuencia,  $f$  1 Hz.

Para la regresión de datos de subducción, Cepeda et al., (2004) emplearon como base la ecuación de Atkinson y Boore (2003), que fue derivada de 1200 registros de Japón, Pacífico norte de los EE.UU., México y Centroamérica. El número de sismos empleados en este estudio fue de 500, con magnitudes comprendidas entre 5 y 8,3 registrados a menos de 300 Km. de distancia.

Tabla 13.1. Coeficientes de regresión y desviaciones estándar en ecuaciones de atenuación para eventos de subducción intra-placa (Cepeda et al., 2004)

Parámetro del movimiento fuerte	Ecuación atenuación	C1	C2	C3	C4	C5	C6	$\sigma$
PGA	AB03	-0.0471	0.6909	0.0113	-0.0020	0.19	0.24	0.27
PGA	AB03 ajustada	2.9038	0.2877	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	0.26

$C_1, C_2, C_3, C_4, C_5, C_6$ = coeficientes de regresión

$\sigma$ =Desviación estándar de residuos

PGA = aceleración máxima horizontal (cm/s<sup>2</sup>)

AB03= Atkinson y Boore (2003)

En nuestro caso, el modelo fue aplicado considerando una magnitud  $M_w=7.7$  y profundidad de 40Km, para caracterizar el movimiento asociado al sismo del 13 de enero de 2001. En una primera fase, hacemos la predicción del movimiento en roca, por lo que no asignamos valores a los coeficientes de suelo  $S_C, S_D, S_E$ . Posteriormente, introduciremos el efecto de la geología y la topografía.

Así, aplicando la ecuación anterior y empleando diversas herramientas y álgebra de capas en el SIG de El Salvador, SIGSAL, hemos deducido un mapa de isolíneas para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001 en suelo firme (figura 13.1).

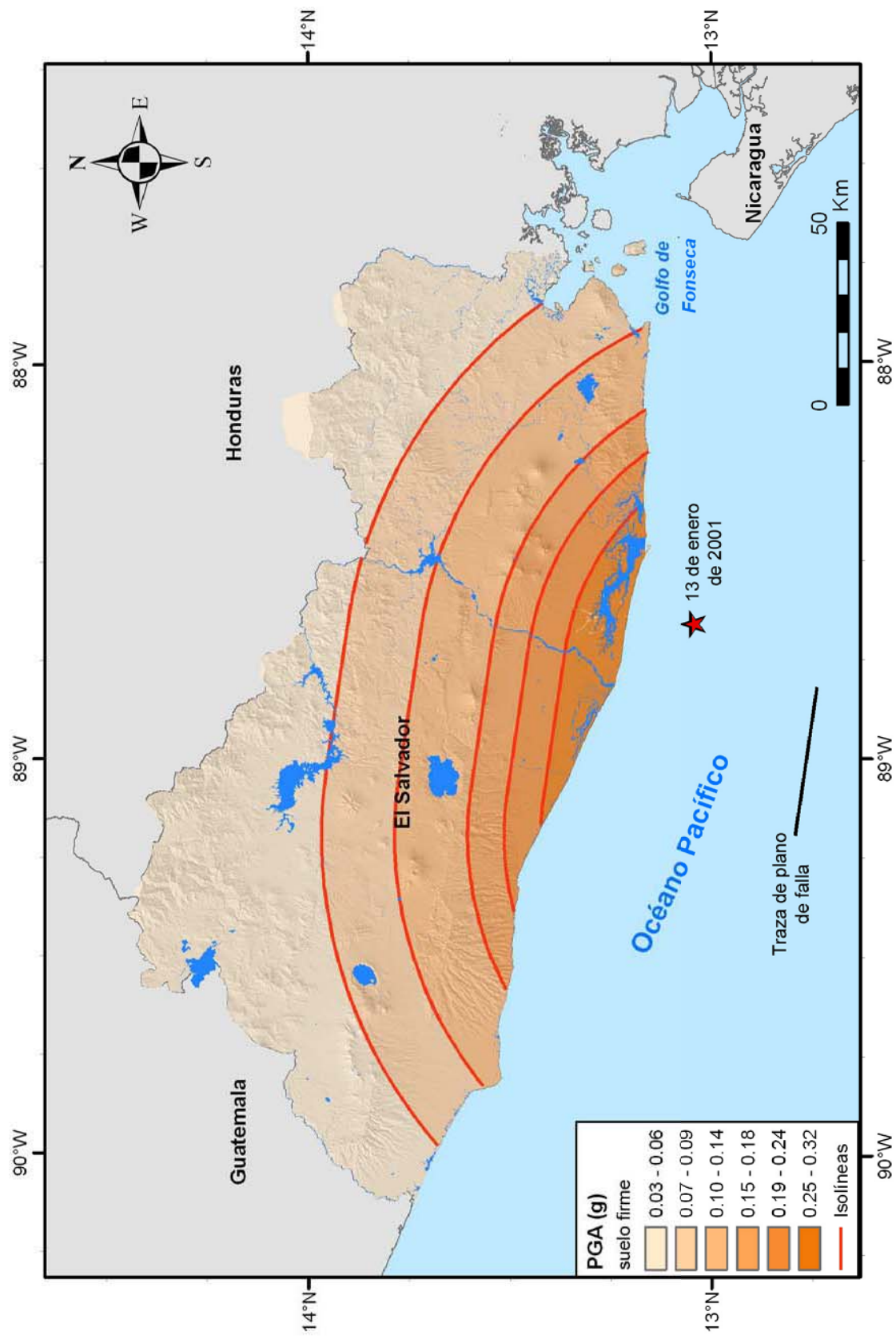


Figura 13.1. Mapa de isolíneas del movimiento estimado en suelo firme (PGA) para el escenario del terremoto del 13 de enero de 2001.

Posteriormente, sobre este mapa de isolíneas de PGA en suelo firme, se han aplicado factores de amplificación por geología y topografía, cuya asignación es descrita en los siguientes apartados. Se obtienen entonces los mapas que representan la acción detonante de nuestra aplicación.

### 13.2.2. MAPA DETONANTE: MOVIMIENTO INCLUYENDO EL EFECTO LOCAL

Es conocido el efecto que introduce la geología superficial sobre la señal incidente en la base rocosa, de modo que el movimiento registrado en superficie puede formularse como el producto de convolución de dicha señal por la función de transferencia de las capas superficiales bajo un emplazamiento.

La geología superficial ejerce generalmente un efecto de amplificación sobre la señal sísmica en roca, y dicho efecto es, en ocasiones, el causante de los mayores daños producidos por el terremoto.

El cambio de amplitud de las ondas al pasar de un medio rocoso a otro de diferente composición se debe al cambio de la velocidad de propagación, por lo que se generan ondas reflejadas y refractadas en la interfase pudiendo producirse fenómenos de resonancia en la columna de suelo como respuesta al contenido frecuencial de la señal.

Para caracterizar dicho efecto es importante conocer la composición de las unidades litológicas que componen la geología superficial. En estudios con carácter regional tienden a emplearse clasificaciones de la geología, diferenciando 3 ó 4 tipos de suelo, y asignando factores de amplificación empíricos a las diferentes clases, para valorar el posible efecto de amplificación.

Las primeras clasificaciones se establecieron en función de la composición y espesores de los estratos, distinguiéndose en general tres tipos de suelos: suelo duro o roca, suelo intermedio y suelo blando (Seed et al., 1976)

Sin embargo, estudios más recientes han puesto de manifiesto la necesidad de considerar factores geotécnicos y geofísicos (como la velocidad de ondas de cizalla, modulo de rigidez, amortiguamiento de materiales, etc.) para una caracterización más precisa del fenómeno. En este sentido, los trabajos de Borchardt (1994) proveen una determinación empírica de la respuesta espectral, a partir de las características del emplazamiento y de la radiación incidente en la base rocosa.

En el caso de El Salvador, la mayor parte de los materiales susceptibles de causar deslizamientos de laderas pertenecen a la clase conocida como *tierra blanca*, provenientes de la formación Bálsamo y Cuscatlán.

Además, resultan terrenos inestables los llamados *tobas de color café*, que se componen de rocas efusivas básicas de la formación Bálsamo. Ambas formaciones, *tierras blancas* y *tobas de color café*, además de presentar alta susceptibilidad al deslizamiento, tienden a amplificar la señal sísmica, por lo que ejercen también un efecto local sobre la función detonante.

Es importante por ello, caracterizar ambas funciones en lo referente tanto al índice de susceptibilidad, como al efecto local que pueden ejercer en el movimiento sísmico.



Figura 13.2. Efecto producido por la amplificación topográfica (cafetales de la Cordillera del Bálsamo)

Para cuantificar el efecto de la geología en el movimiento, se ha partido del mapa litológico generalizado en cuatro clases de suelo (previamente mostrado en la figura 12.1), y se ha asignado un factor de amplificación a cada clase (tabla 13.2).

Los factores de las clases I, II y III se han deducido de la clasificación de Borchardt (1995), mientras que para la clase de suelo IV la amplificación se ha estimado particularmente para el estudio, al no existir ninguna clase equiparable en las clasificaciones encontradas en la literatura científica. Los resultados para la clase II y III (figura 13.3) demostraron que la no linealidad del efecto local no se hacía evidente hasta el rango de valores de 0,5 y 0,6g, donde los valores de amplificación comenzaban a disminuir a mayor aceleración pico.

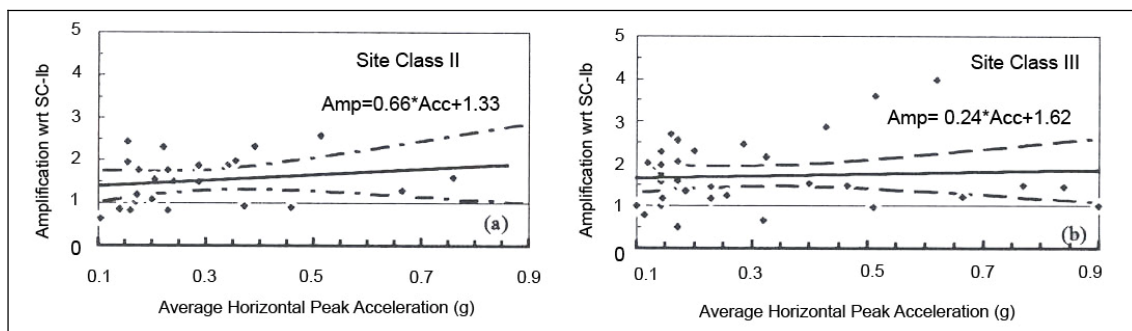


Figura 13.3. Curvas de regresión lineal y límites de confianza al 95% para la ordenada promedio de la amplificación de la aceleración horizontal en función de la aceleración pico horizontal para las clases de suelo SC-II y SC-III. (Fuente: Borchert, 1995).

La estimación del factor de amplificación de la clase IV se ha realizado a partir de los datos de registros existentes en este tipo de suelo para el sismo del 13 de enero de 2001, que se han ajustado frente a datos en estaciones en roca, para la misma magnitud y distancia. Hemos obtenido en el ajuste una relación prácticamente lineal, de pendiente 2,44, que resulta ser el factor de amplificación para este tipo de suelos (figura 13.4).



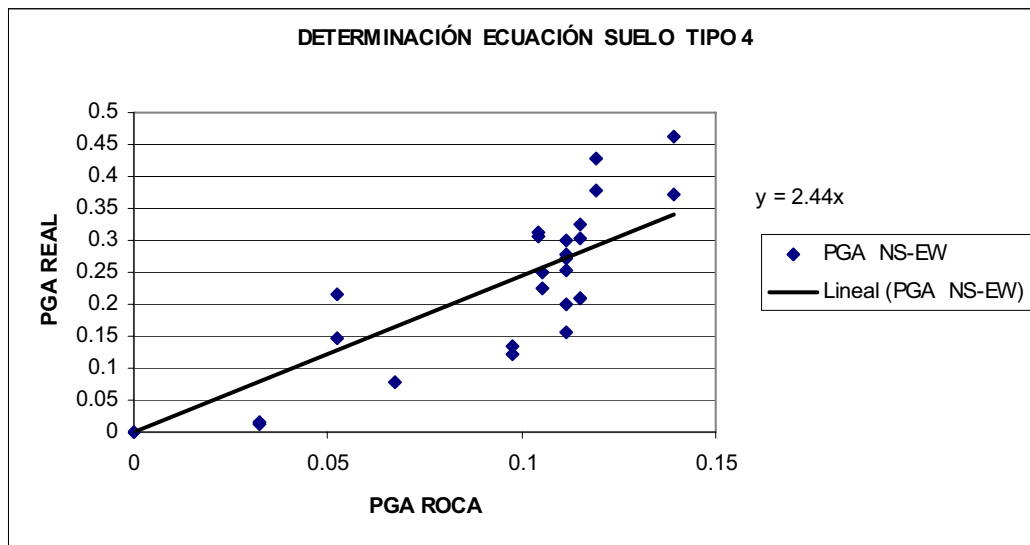


Figura 13.4. Ajuste para definir la función de amplificación en suelos de clase IV

Las funciones o factores de amplificación asignados a las distintas clases se incluyen en la tabla 13.2.

Tabla 13.2. Factores de amplificación para las clases litológicas consideradas en el análisis.

Clase	Función de Amplificación
I	Amplificación=1.00
II	Amplificación=0.66*Aceleración+1.33
III	Amplificación =0.24*Aceleración+1.62
IV	Amplificación =2.44

El mapa de factores de amplificación debido a la geología de El Salvador (figura 13.5) es generado a partir de los factores asignados a las cuatro clases de suelo de la tabla 13.2.

A continuación, se estima un mapa del movimiento fuerte incluyendo la aceleración amplificada por geología, partiendo del mapa estimado previamente en roca (figura 13.1) y del mapa de los factores de amplificación propuestos (figura 13.5). La figura 13.6 representa el mapa de aceleraciones estimadas para PGA amplificada por geología, cuyo rango oscila entre 0 y 0,79 g, junto con las capitales de las cabeceras de los 14 departamentos de El Salvador.

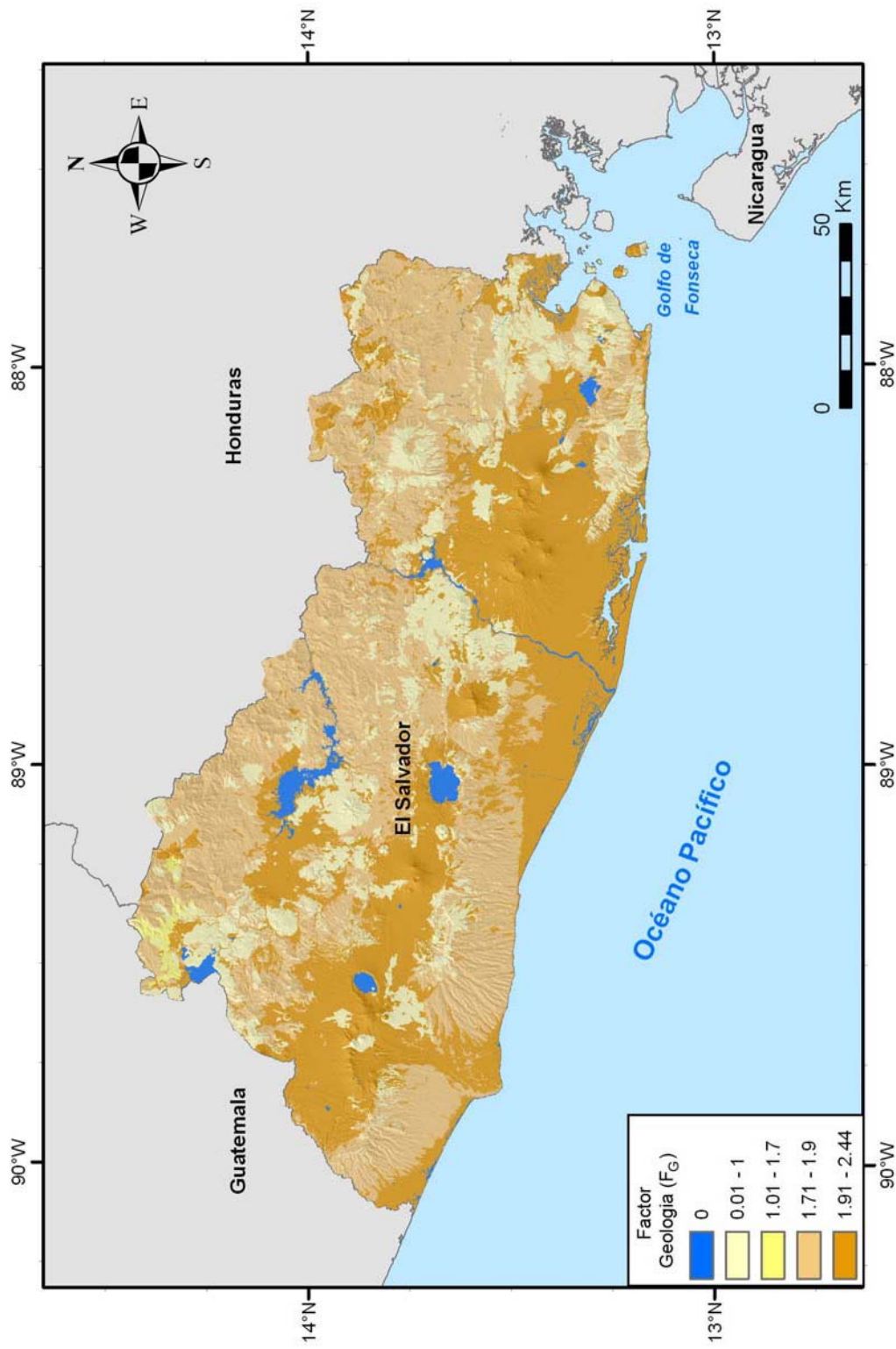
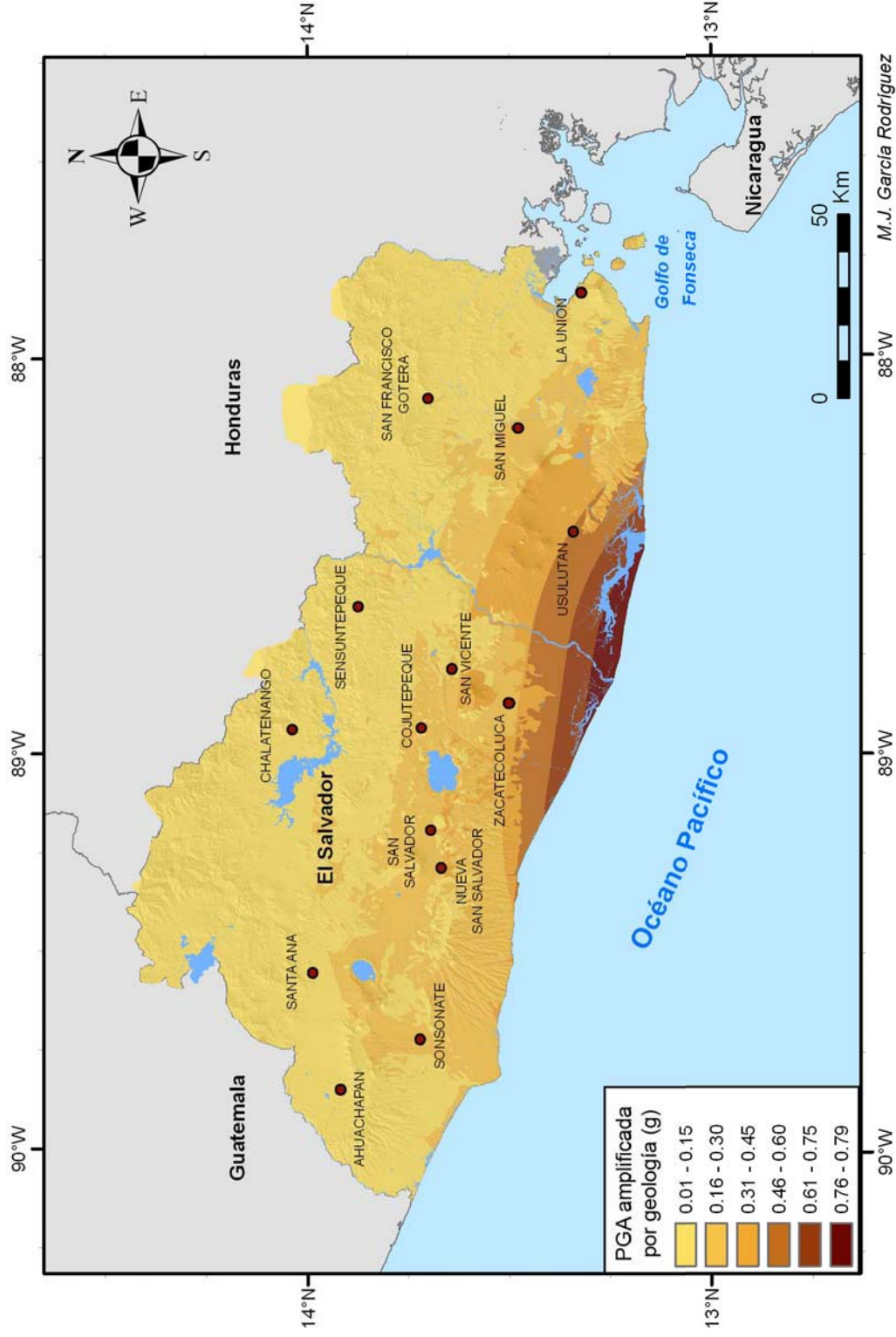


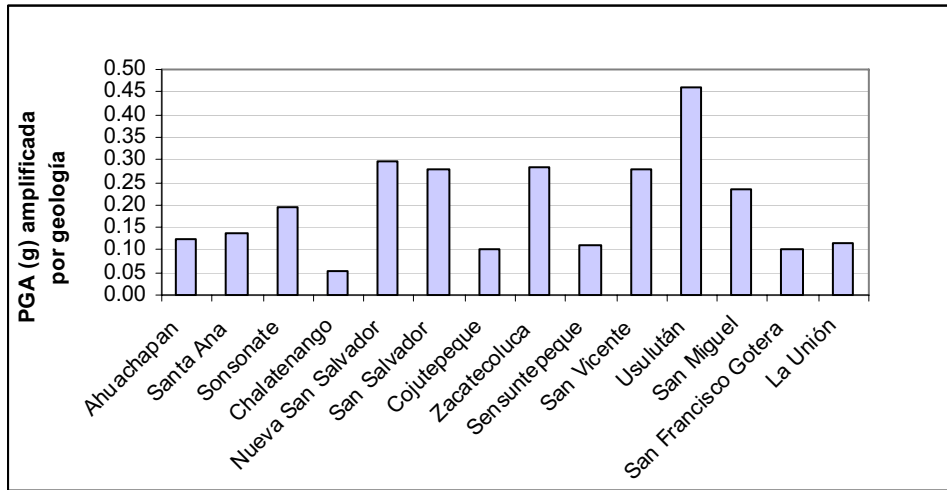
Figura 13.5. Mapa de factores de amplificación debido a la geología de El Salvador.



M.J. García Rodríguez

Figura 1.3.6. Mapa del movimiento fuerte estimado incluyendo el efecto de la geología (g), en términos de aceleraciones pico (PGA), junto con las cabeceras de los departamentos de El Salvador.

De acuerdo al mapa estimado, se observa que las capitales de los departamentos de El Salvador que experimentaron los valores máximos fueron Usulután (0,46 g) y Nueva San Salvador (0,29 g), mientras que el valor mínimo, se registró en Chalatenango (0,05 g), como se ilustra gráficamente en la *figura 13.7*.



*Figura 13.7. Representación gráfica de la aceleración (PGA en g) amplificada por geología para las capitales de los 14 departamentos de El Salvador.*

Para el cálculo de la amplificación por topografía, se ha revisado la literatura especializada, comprobando que la mayor parte de los trabajos se dirigen a cuantificar el efecto de un determinado accidente topográfico, pero apenas existen generalizaciones para áreas extensas. Por ello, se ha efectuado nuestra propia propuesta, en base al conocimiento adquirido diferenciando clases en función de rangos de pendiente con su propio factor de amplificación promedio (*figura 13.8*). Estas clases o rangos de pendiente, con los factores de amplificación asignados han sido: pendiente muy baja (<5°) con un factor de amplificación ( $F_T$ )=1; baja (5-10°) con  $F_T$ =1,5; intermedia (10-35°) con  $F_T$ =2,0 y alta (20-35°) con  $F_T$ =2,5 y muy alta (>35°) con  $F_T$ =3,0.

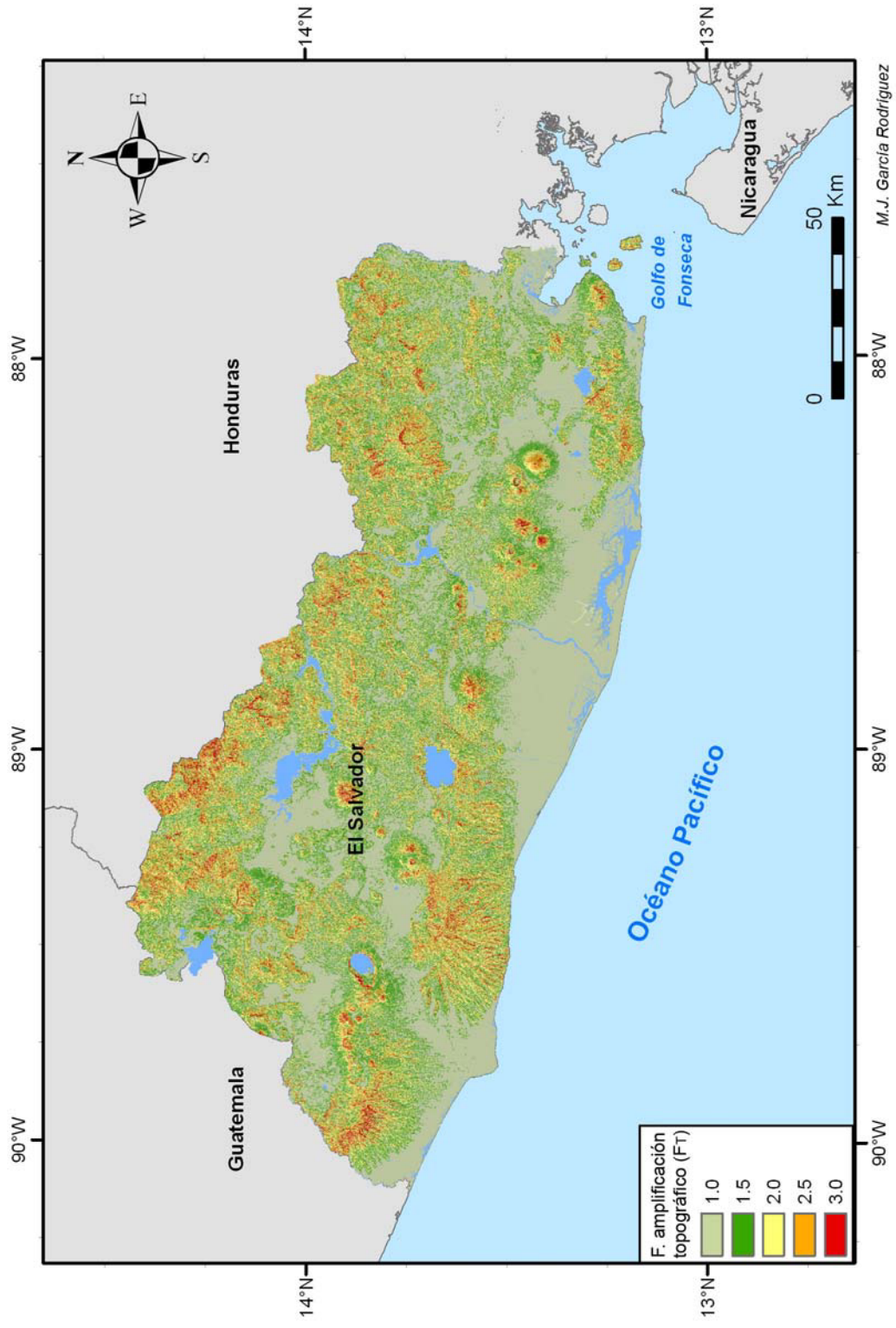


Figura 13.8. Mapa de factores de amplificación debido a la topografía de El Salvador, obtenido en base a la clasificación propuesta en este estudio.

Combinando los mapas de aceleración en suelo firme, con el mapa litológico generalizado y el mapa de pendientes, y aplicando los factores de amplificación definidos, se ha obtenido un nuevo mapa de valores de PGA, que esta vez refleja el movimiento del suelo previsiblemente generado por el sismo del 13 de enero, incluyendo ya este efecto local completo, tanto por geología como por la topografía (*figura 13.9*). Este proceso se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$PGA_{\text{efecto local}} = PGA_{\text{roca}} * F_G * F_T$$

donde,

PGA<sub>roca</sub>: es la aceleración sísmica para PGA (g) en un emplazamiento de roca

F<sub>G</sub>: es el factor de amplificación por geología

F<sub>T</sub>: es el factor de amplificación por topografía

Por último, las aceleraciones del mapa anterior se han normalizado entre 0 y 1, resultando un mapa indicador de la función detonante que va a intervenir en la peligrosidad de deslizamientos (*figura 13.10*).

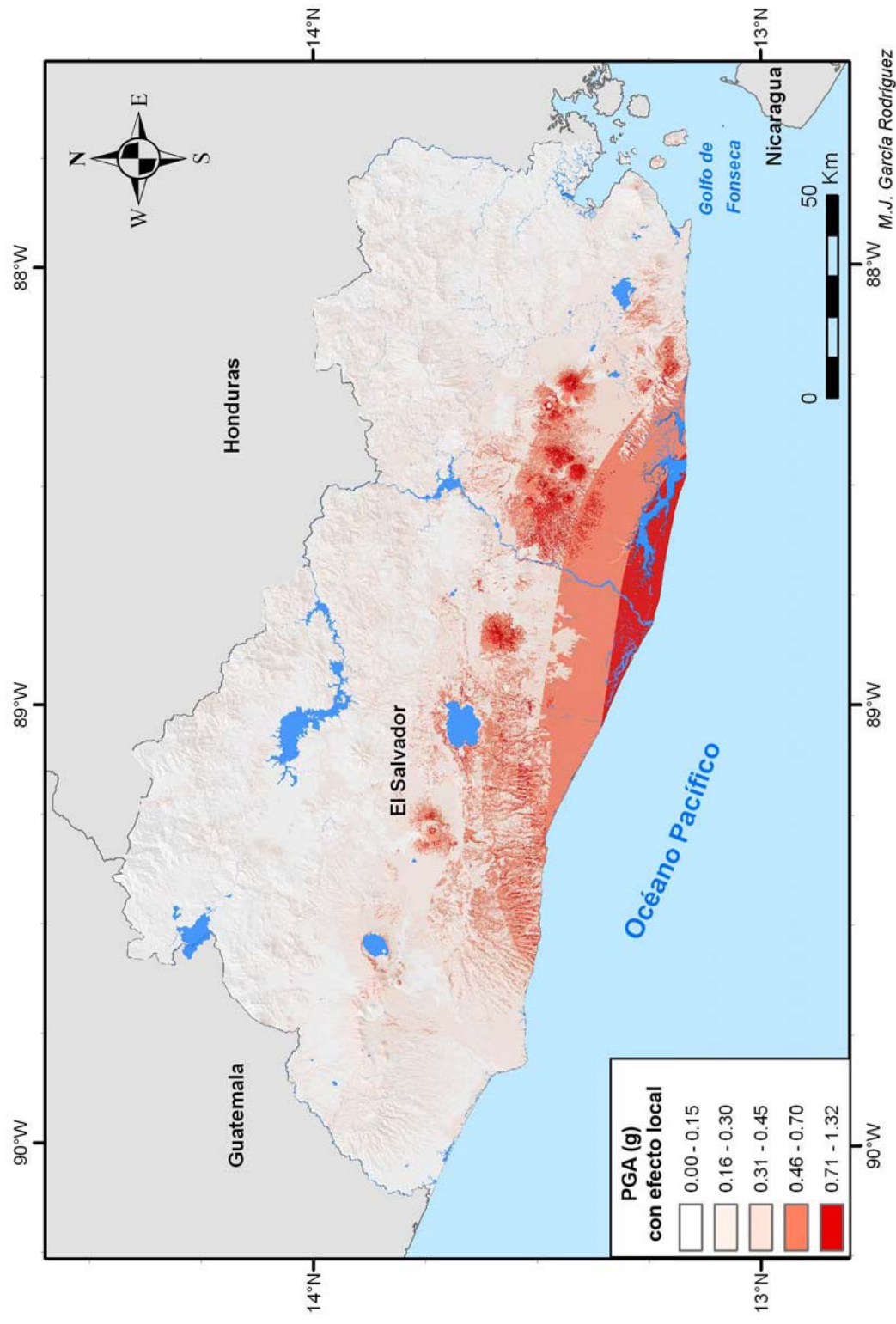


Figura 13.9. Mapa del movimiento estimado en términos de PGA (g) incluyendo el efecto local para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001.

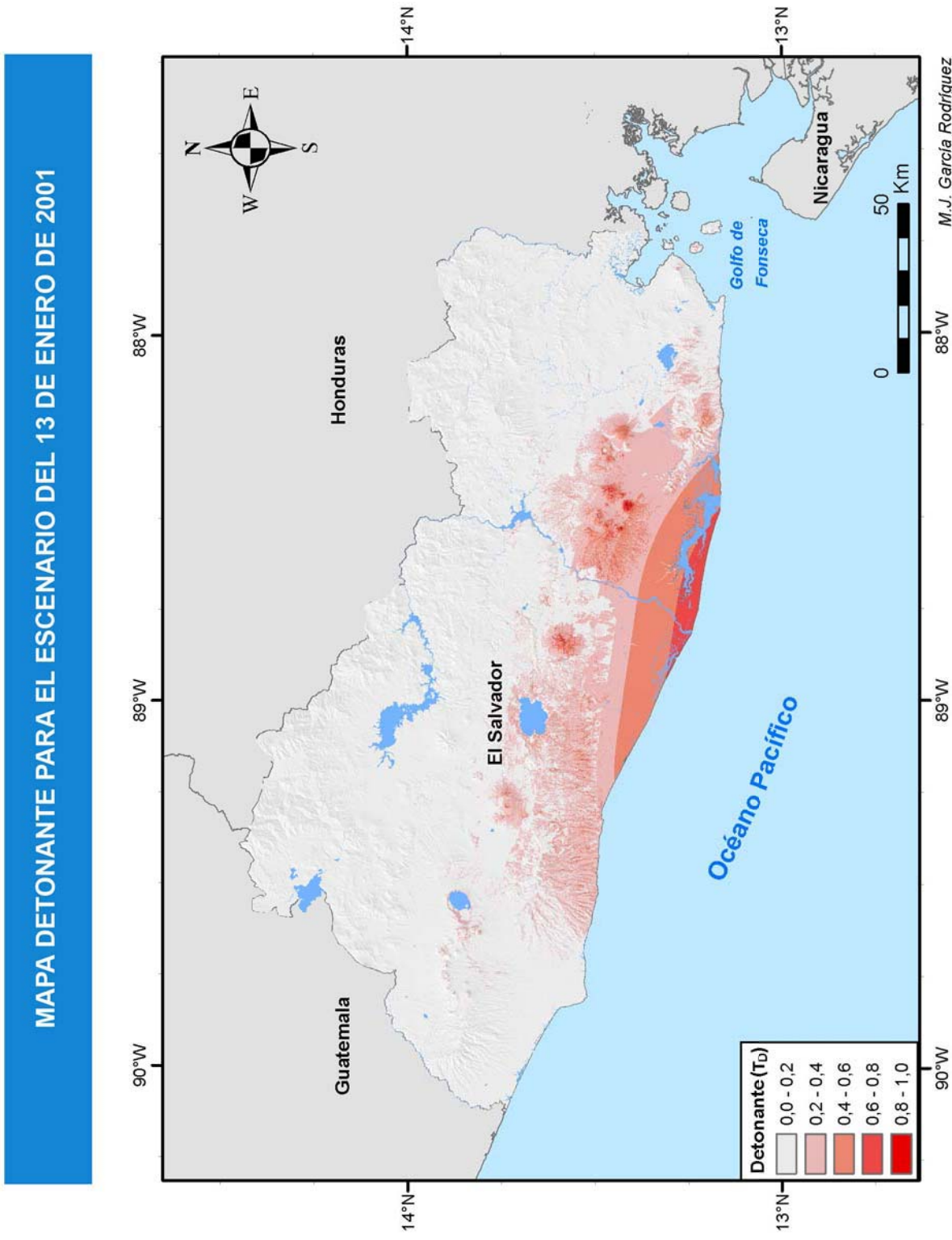


Figura 13.10. Mapa de detonante para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, incluyendo el efecto local (valores normalizados entre 0 y 1).



### 13.3. Peligrosidad Sísmica: Movimiento Probable por Sismos Futuros

Una última aplicación de esta tesis va dirigida a estimar el peligro de deslizamientos de laderas asociado a sismos futuros, lo que requiere, a su vez, la predicción del movimiento que pueda ser generado por esos sismos. Dicha predicción debe ir asociada a una cierta probabilidad de excedencia, que condicionará el nivel de movimiento esperado durante un tiempo dado. Esto supone efectuar una evaluación de la peligrosidad o amenaza sísmica, que en nuestro caso se realizará estimando el movimiento esperado con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años, es decir, para un periodo de retorno de 475 años. Se elige esta probabilidad por ser la que habitualmente se adopta para diseño sismorresistente de estructuras convencionales, en la mayor parte de las normativas, incluyendo el código sísmico de El Salvador (*ver apartado 4.2*).

Precisamente las normativas de construcción sismorresistente establecen los criterios reguladores del diseño de estructuras convencionales y de especial importancia, de modo que éstas resistan los movimientos probables durante su tiempo de vida útil. El diseño sismorresistente de un edificio trata de evitar su colapso y, en la medida de lo posible, los daños estructurales que puedan perjudicar a personas que ocupen el inmueble o se encuentren próximas en el momento de la ocurrencia del sismo. De ahí que las normativas de construcción sismorresistente puedan ser consideradas como piezas clave en las tareas de prevención y mitigación del riesgo sísmico.

En Centroamérica se cuenta con códigos de construcción sismorresistente desde hace varias décadas. El Salvador fue el primer país en adoptar un código en 1966, que posteriormente fue revisado en 1989 y 1994; Costa Rica lo estableció en 1974, con revisiones en 1986 y 2002; Nicaragua adoptó el suyo en 1983 y Panamá en 1984, siendo ambos revisados en 1994 y 2004, respectivamente; y Guatemala dispone de unas recomendaciones de diseño y construcción, propuestas por la Asociación Guatemalteca de Ingenieros Estructurales (AGIES). Estos códigos toman como punto de partida, para la definición de criterios de diseño, los mapas de amenaza sísmica con la probabilidad requerida, para el país en cuestión.

El primer estudio de amenaza sísmica para El Salvador fue realizado por *Algermissen et al. (1988)*. Posteriormente, *Singh et al. (1993)* realizaron una evaluación que incluía aceleraciones espectrales de los movimientos esperados del terreno y un nuevo mapa de PGA fue desarrollado por *Lindholm et al. (1995)*. La dispersión entre los valores de aceleración propuestos en estos mapas resultó ser notoria, como puso de manifiesto un estudio comparativo realizado por *Bommer et al. (1996)*. En la *figura 13.11* se muestran los resultados de esta comparación, correspondiendo todos los mapas presentados a una probabilidad de excedencia del 10 % en 50 años.

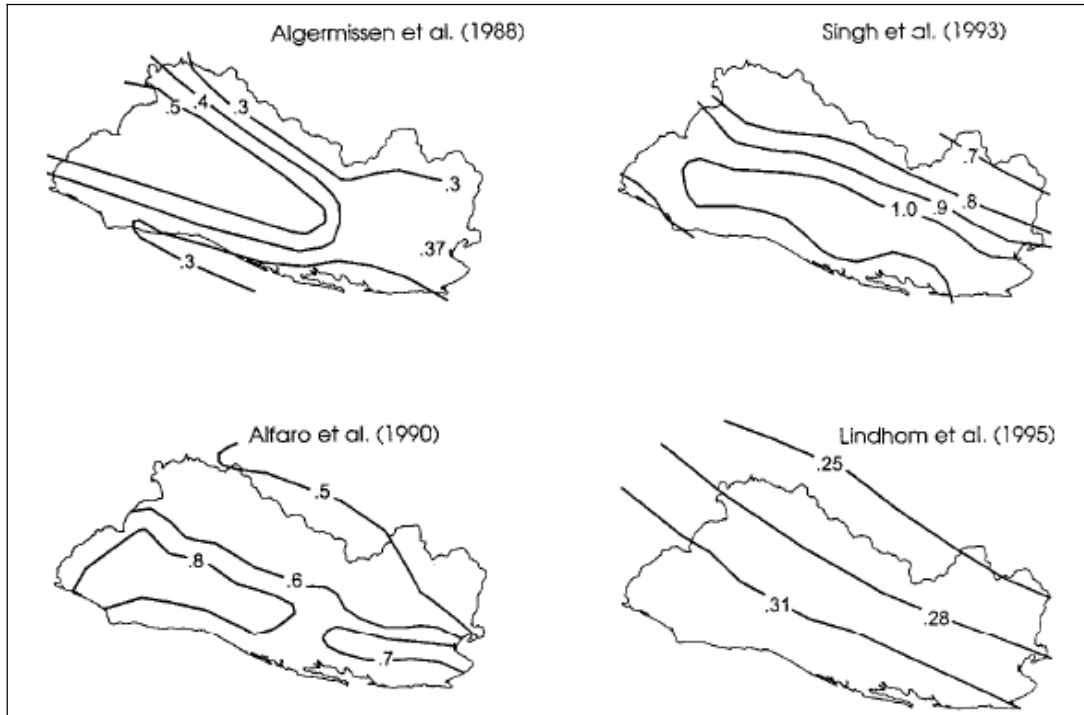


Figura 13.11. Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años (Fuente: Bommer et al., 1998).

El estudio de Bommer et al. (1996), resalta las considerables diferencias en términos de la distribución geográfica de la amenaza y en los niveles de aceleración esperados. Estas diferencias se deben a las incertidumbres asociadas a los datos de entrada y a los criterios particulares utilizados en cada trabajo, en cuanto a zonificación, modelo de atenuación, etc. Rojas et al. (1993) y Lindholm et al. (1995) también señalan estimaciones de PGA para El Salvador. En la tabla 13.3 se muestran los valores de PGA esperados para la capital, San Salvador, según los estudios antes mencionados.

Tabla 13.3. Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años (Bommer et al., 1996, Alvarenga et al., 1997).

Estudio de Amenaza	PGA (g) en San Salvador
Algermissen et al. (1988)	0,5
Alfaro et al. (1990)	1,05
Singh et al. (1993)	1,02
Rojas et al. (1993)	0,76
Lindholm et al.(1995)	0,3
Alvarenga et al. (1997)	0,48

En el estudio de Alvarenga et al. (1997) se propone un árbol lógico, en el que se combinan diferentes opciones como datos de entrada, extraídas de los estudios realizados por Algermissen et al. (1988), Alfaro et al. (1990), Singh et al. (1993), Taylor et al. (1992), Rojas et al. (1993) y Lindholm et al. (1995).

También se han realizado algunos estudios de Amenaza sísmica a nivel regional, incluyendo toda Centroamérica. Entre ellos cabe citar los desarrollados por Hattori (1979), Rojas et al (1993); Shedlock (1999); Chen et al. (2002), Tanner y Shedlock, (2004); y el realizado dentro del programa Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP), publicado en 1999.

Para la aplicación final de esta tesis, partimos de un nuevo mapa, realizado recientemente para toda la región de Centro América, cuya descripción se incluye en el siguiente apartado.

### 13.3.1. MAPA DEL MOVIMIENTO EN SUELO FIRME

En abril de 2008 representantes de siete países expertos sismólogos han trabajado conjuntamente en un taller celebrado en la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) en el contexto de proyecto regional RESIS II, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del CEPREDENAC<sup>16</sup> para la evaluación de amenaza sísmica en Centroamérica: Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Honduras, Costa Rica y Panamá. Dicho taller se ha realizado en el contexto del *Proyecto regional RESIS II*, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión de CEPREDENAC, dirigido a la mitigación del riesgo sísmico en Guatemala, El Salvador y Nicaragua, con participación de los otros tres países Centroamericanos. El objetivo del taller ha sido realizar una reevaluación de la amenaza sísmica de Centro America, que ha concluido con una nueva generación de mapas, en términos de aceleración pico y aceleraciones espectrales SA (T) para los periodos estructurales de T= 0.1, 0.2, 0.5, 1 y 2 s; mapas que han reunido el consenso de los especialistas de todos los países de la región.

Los resultados de este estudio, concretamente los valores de PGA obtenidos para periodo de retorno de 475 años, en suelo firme, han sido tomados como punto de partida para la generación del mapa de movimiento que representará la acción detonante en la evaluación del peligro de deslizamientos con la que concluimos esta tesis.

Para ello, se ha generado una malla de puntos con los valores de PGA cubriendo todo El Salvador y, a partir de esta información puntual, se ha desarrollado un mapa de peligrosidad sísmica para un periodo de retorno de 475 años empleando el método de interpolación kriging. Dicho mapa se muestra en la *figura 13.12* y representa el movimiento esperado en suelo firme, al que después se han aplicado los factores de amplificación por efecto local, para obtener un nuevo mapa de movimiento que representa la acción sísmica a considerar en la evaluación final del peligro de deslizamientos con carácter probabilista.

---

<sup>16</sup> CEPRENAC: Centro de Coordinación para la Prevención en Desastres Naturales en América Central

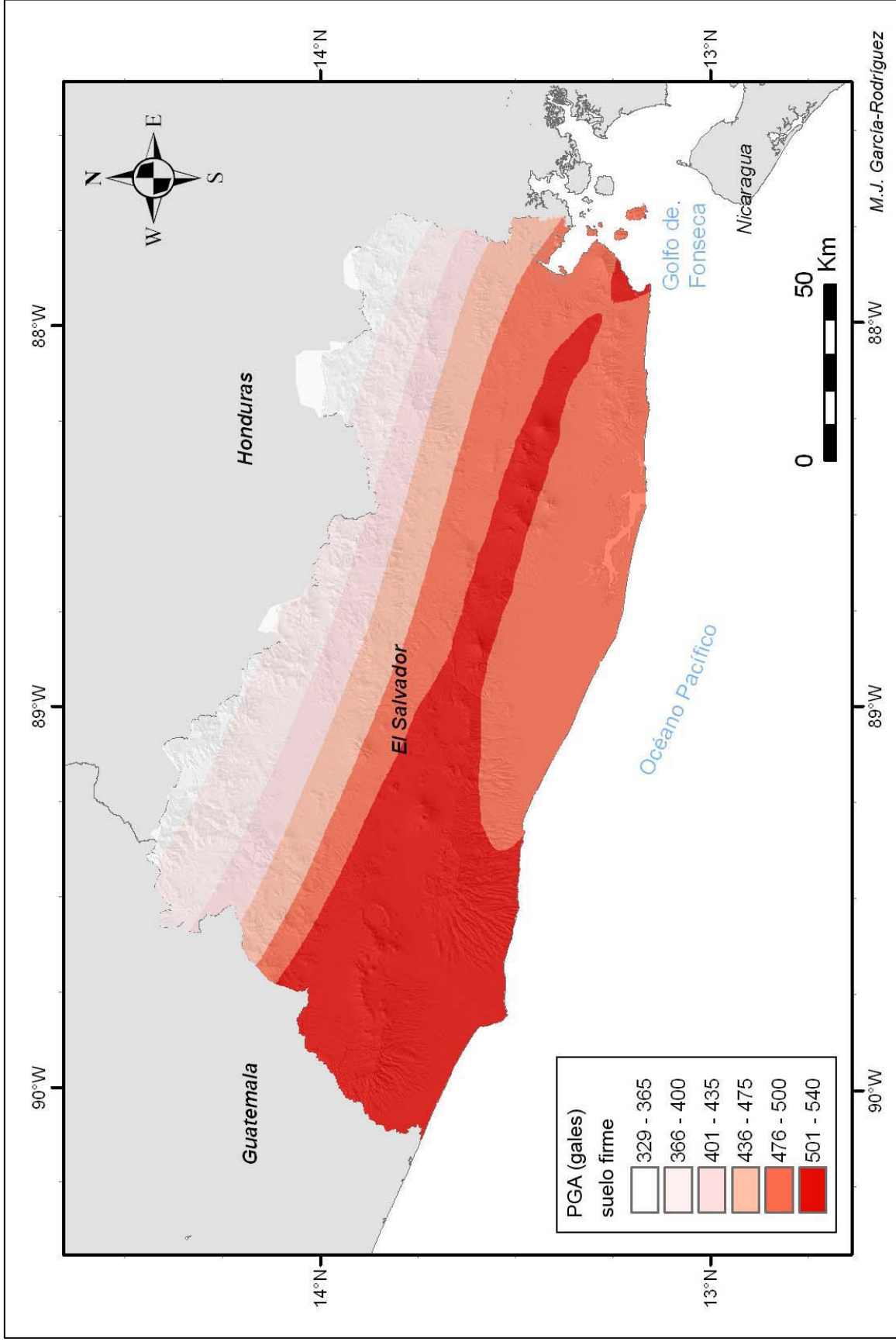


Figura 13.12. Mapa de peligrosidad sísmica de El Salvador, en términos de PGA (gales) para período de retorno de 475 años.

### 13.3.2. MAPA DETONANTE: MOVIMIENTO PROBABLE INCLUYENDO EL EFECTO LOCAL

El mapa anterior se ha combinado con los factores de amplificación, por efecto de la geología y topografía, descritos en el apartado 13.2.2, para obtener el mapa del movimiento esperado incluyendo el efecto local, con un periodo de retorno de 475 años. Dicho mapa se ha normalizado en el rango de 0 a 1, dando como resultado el mapa detonante que se muestra en la *figura 13.13* y que representará la acción sísmica a incluir en la evaluación del peligro de deslizamientos que se describe en el siguiente capítulo.

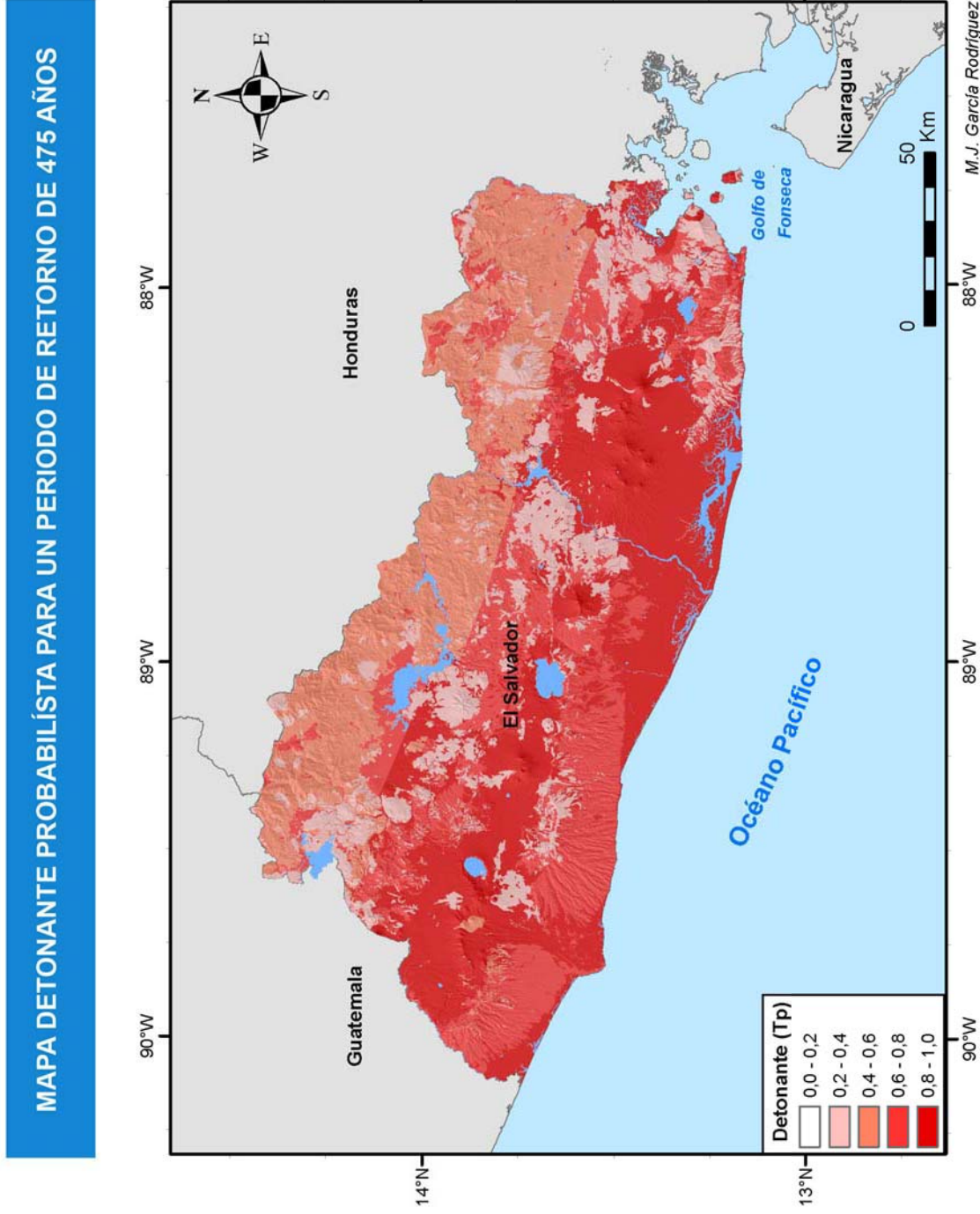


Figura 13.13. Mapa detonante que representa la peligrosidad sísmica probabilista para periodo de retorno de 475 años de El Salvador, incluyendo el efecto local (valores normalizados entre 0 y 1).



## 14. EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DE LADERAS

En este capítulo se procede al cálculo final de la peligrosidad a los deslizamientos de laderas, basándonos en los factores de susceptibilidad y de acción detonante previamente calculados y expuestos en los *capítulos 12 y 13*. Primeramente se representarán los mapas de peligrosidad para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001 (mapas deterministas), aplicando los dos métodos estadísticos identificados como más idóneos para modelizar la susceptibilidad: regresión logística (RL) y redes neuronales artificiales (RNA). Ambos mapas serán contrastados con el inventario de los deslizamientos que tuvieron lugar inducidos por ese sismo.

Una aplicación final de la tesis será dirigida a evaluar el peligro de deslizamientos por movimientos futuros, con un 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años (mapas probabilistas). Los mapas de susceptibilidad introducidos en este caso serán los mismos que en el caso anterior, dando lugar a sendos mapas de peligrosidad de deslizamientos con carácter probabilista.

Las incertidumbres de los modelos de susceptibilidad y detonante afectarán a los modelos de peligrosidad, así como a los modelos de riesgo que puedan estimarse en un futuro, a partir del conocimiento de la vulnerabilidad y los elementos expuestos.

### 14.1. MAPA DE PELIGROSIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS DEL 13 DE ENERO DE 2001

La combinación de los mapas de Susceptibilidad ( $S_{RL}$  y  $S_{RNA}$ ), presentados en las figuras 12.15 y 12.17, con el mapa Detonante para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001 ( $T_{D1}$ ) mostrado en la *figura 13.10*, dará lugar a nuevos mapas de peligrosidad a los deslizamientos ( $H_{D1}$ ,  $H_{D2}$ ) para ese mismo escenario. Para poder interpretarlos correctamente, se ha clasificado la peligrosidad en cinco niveles, diferenciando zonas de peligrosidad muy baja, baja, media, alta y muy alta. Estos niveles se asocian a determinados rangos de los factores de susceptibilidad y detonante, definidos en la *tabla 14.1*.



Tabla 14.1. Rangos de valores propuestos del factor de susceptibilidad según el modelo RL y del factor detonante para definir los diferentes niveles de peligrosidad a los deslizamientos inducidos por sismos en El Salvador.

	Nivel de Peligrosidad				
	Muy Bajo	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Valores de T	0.00 - 0.20	0.20 - 0.40	0.40 - 0.60	0.60 - 0.80	0.80 - 1.00
Valores de S	---	0.05 - 0.12	0.12 - 0.19	0.19 - 0.26	0.26 - 1.00

El mapa  $H_{D1}$  es el mapa de peligrosidad resultante con el modelo de regresión logística  $S_{RL}$  y representa la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, que se muestra en la figura 14.1, superpuesto con el inventario de deslizamientos existente para ese evento. El mapa  $H_{D2}$  es similar al anterior, con la salvedad de que en éste la susceptibilidad es modelizada mediante el método de redes neuronales artificiales,  $S_{RNA}$ , y se muestra en la figura 14.2. A continuación, se indica el número de píxeles que quedan dentro de cada nivel de peligrosidad según la clasificación adoptada, así como su porcentaje, partiendo de los resultados obtenidos con el modelo de RL (tabla 14.2) y con el modelo de RNA (tabla 14.3).

Tabla 14.2. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa determinista obtenido a partir del modelo de RL.

	Mapa de Peligrosidad ( $H_{D1}$ ) para el escenario del 13 de enero de 2001 a partir de $S_{RL}$ y $T_D$				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	1.857.662	66.764	63.602	42.852	38.623
Porcentaje (%)	89,8%	3,2%	3,1%	2,1%	1,9%

Tabla 14.3. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa determinista obtenido a partir del modelo de RNA.

	Mapa de Peligrosidad ( $H_{D2}$ ) para el escenario del 13 de enero de 2001 a partir de $S_{RNA}$ y $T_D$				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	1.841.304	5.724	12.127	139.558	70.790
Porcentaje (%)	89,0%	0,3%	0,6%	6,7%	3,4%

Estos mapas son efectivos a nivel regional, puesto que pueden resultar de ayuda en la predicción del fenómeno de deslizamientos de laderas y en la identificación de zonas inestables para el caso de un evento de determinadas características, como las del escenario sísmico que ha caracterizado la aplicación. Además, pueden ser muy útiles para la toma de decisiones en prevención de daños y definición de planes de emergencia.

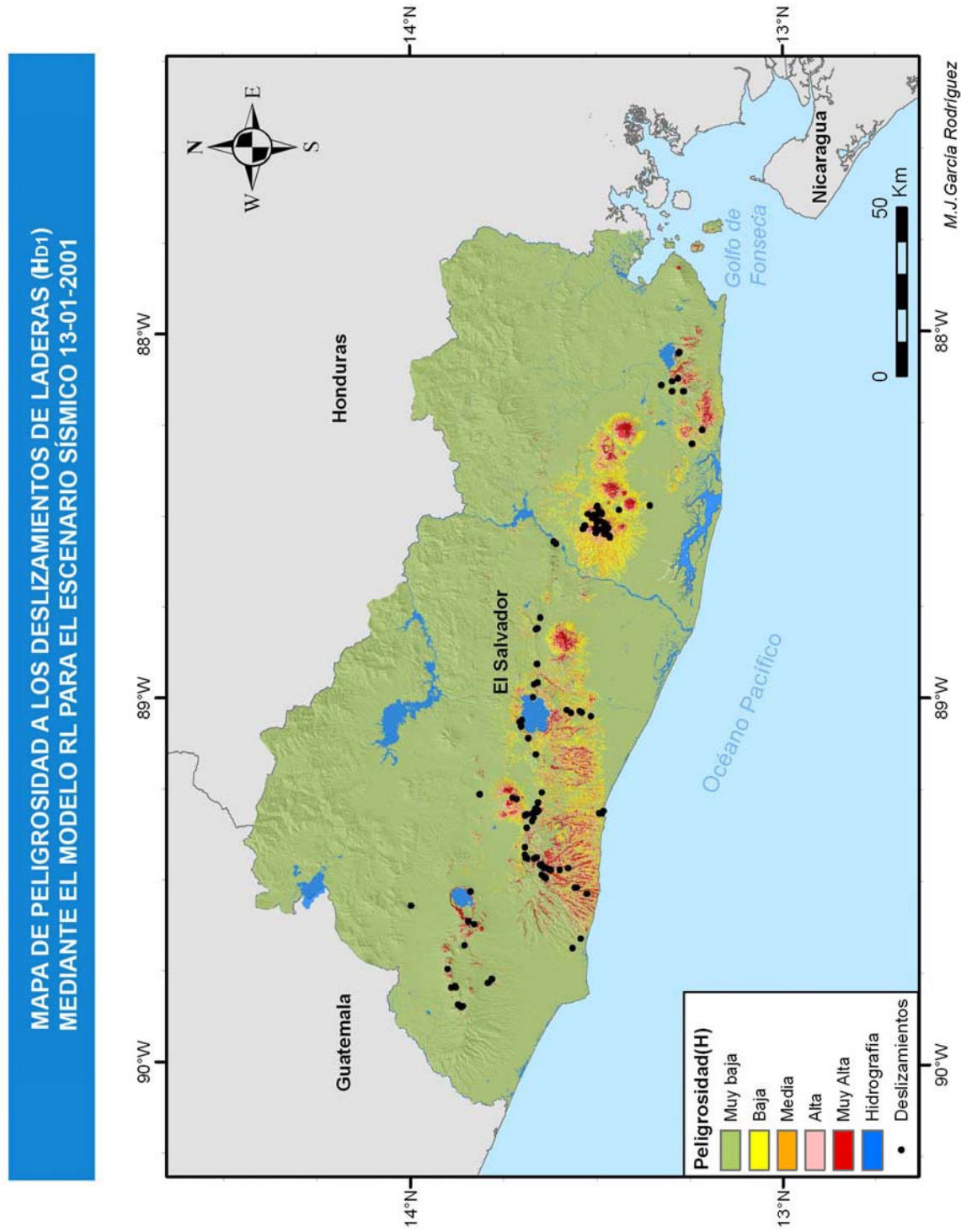


Figura 14.1 Mapa de peligrosidad a los deslizamientos de laderas en El Salvador para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, junto con los deslizamientos observados tras ese sismo, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo de regresión logística SRL.

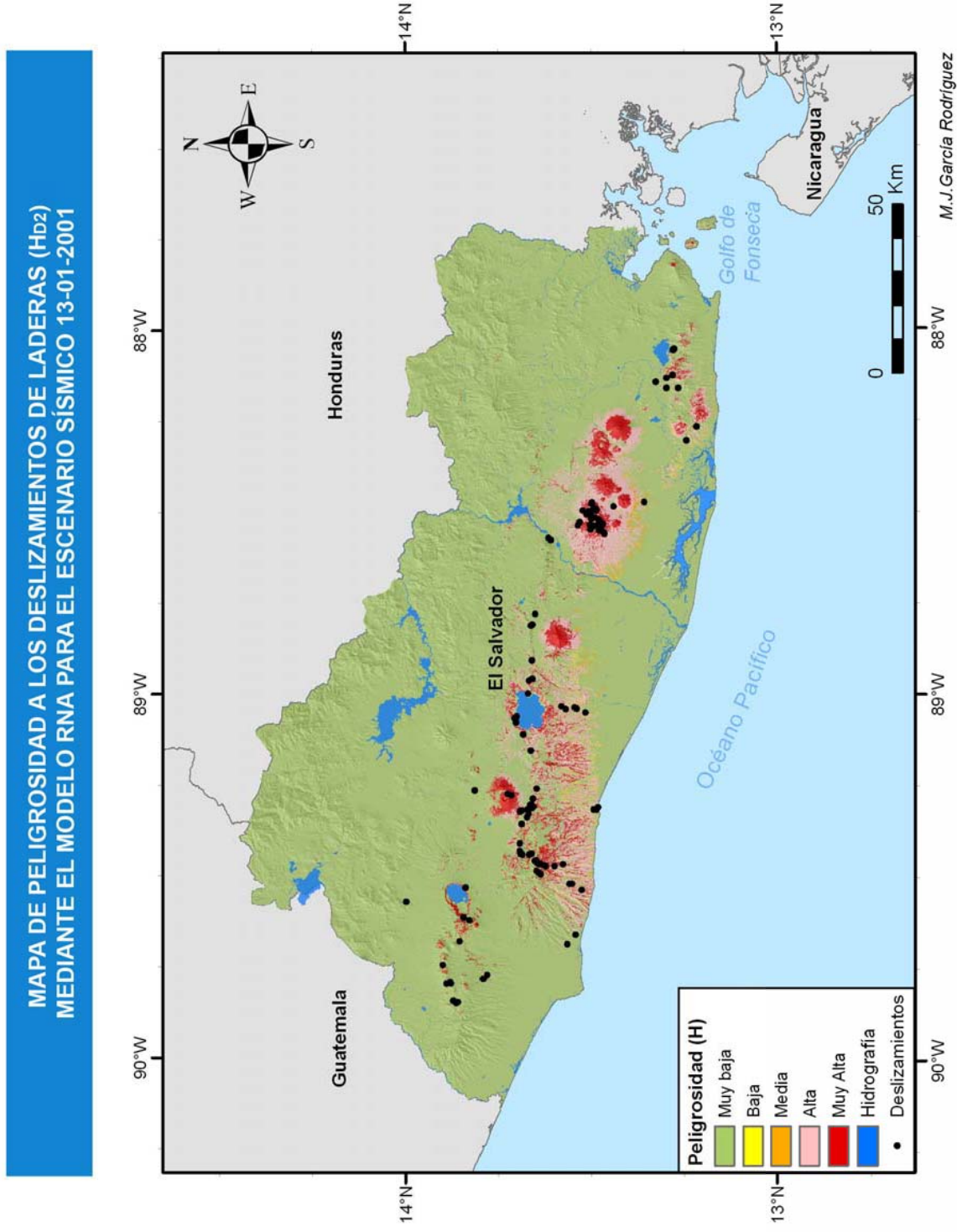


Figura 14.2. Mapa de peligrosidad a los de laderas en El Salvador para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, junto con los deslizamientos observados tras ese sismo, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo de redes neuronales SRNA.

## 14.2. MAPA DE PELIGROSIDAD PROBABILISTA

En este apartado se desarrollan mapas de peligrosidad a los deslizamientos de tipo probabilista, asociados a los movimientos esperados con periodo de retorno (PR) de 475 años. Para ello combinamos el correspondiente mapa detonante expuesto previamente en el apartado 13.3.2 y mostrado en la *figura 13.13*, con los mapas de susceptibilidad obtenidos por regresión logística  $S_{RL}$  (*figura 12.15*) y por redes neuronales artificiales  $S_{RNA}$  (*figura 12.17*). Resultan así sendos mapas de peligrosidad  $H_{P1}$  y  $H_{P2}$  que se muestran en las *figuras 14.3* y *14.4*, respectivamente, y que constituyen los resultados finales de la aplicación realizada en este trabajo de tesis.

A continuación, se indica el número de píxeles y el porcentaje de pertenencia a cada nivel de peligrosidad, interpretando los resultados de los dos mapas probabilistas estimados a partir del modelo de RL (*tablas 14.4*) y del modelo de RNA (*tabla 14.5*).

*Tabla 14.4. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa probabilista obtenido a partir del modelo de RL.*

	Mapa Probabilista de Peligrosidad ( $H_{P1}$ ) a partir de $S_{RL}$ y $T_P$				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	86.2582	583.271	329.816	201.186	92.648
Porcentaje (%)	41,7%	28,2%	15,9%	9,7%	4,4%

*Tabla 14.5. Número de píxeles y porcentaje para cada nivel de peligrosidad del mapa probabilista obtenido a partir del modelo de RNA.*

	Mapa Probabilista de Peligrosidad ( $H_{P2}$ ) a partir de $S_{RNA}$ y $T_P$				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Nº Píxeles	957.077	68.610	71.122	705.653	267.041
Porcentaje (%)	46,2%	3,3%	3,4%	34,1%	12,9%

En la *figura 14.5* se muestra un esquema general del proceso seguido para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos de laderas, tanto para el escenario sísmico del 13 de enero de 2001 como para la predicción de eventos futuros con un periodo de retorno de 475 años en El Salvador.

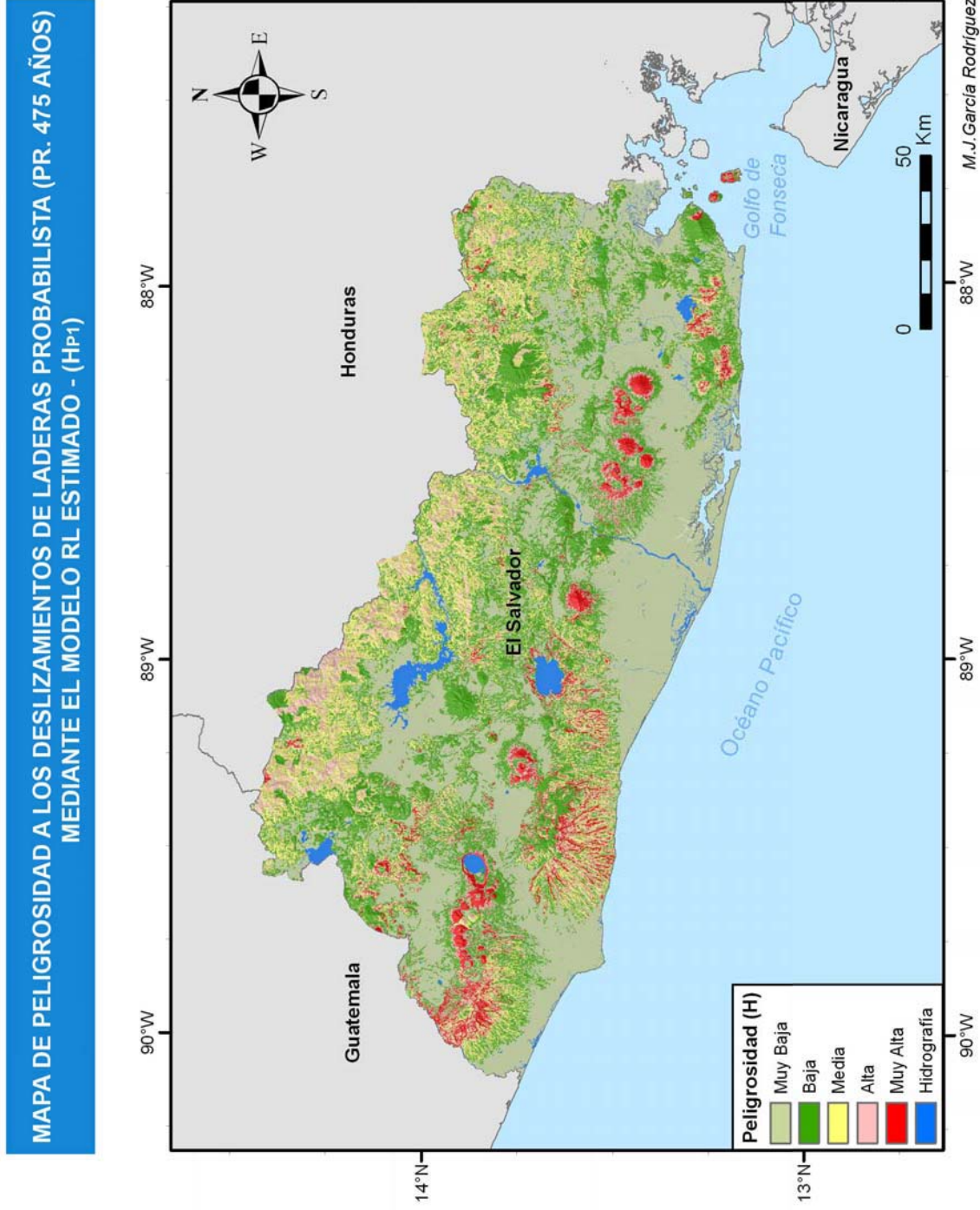


Figura 14.3. Mapa probabilista de peligrosidad a los deslizamientos para un periodo de retorno de 475 años, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir de técnicas de regresión logística.

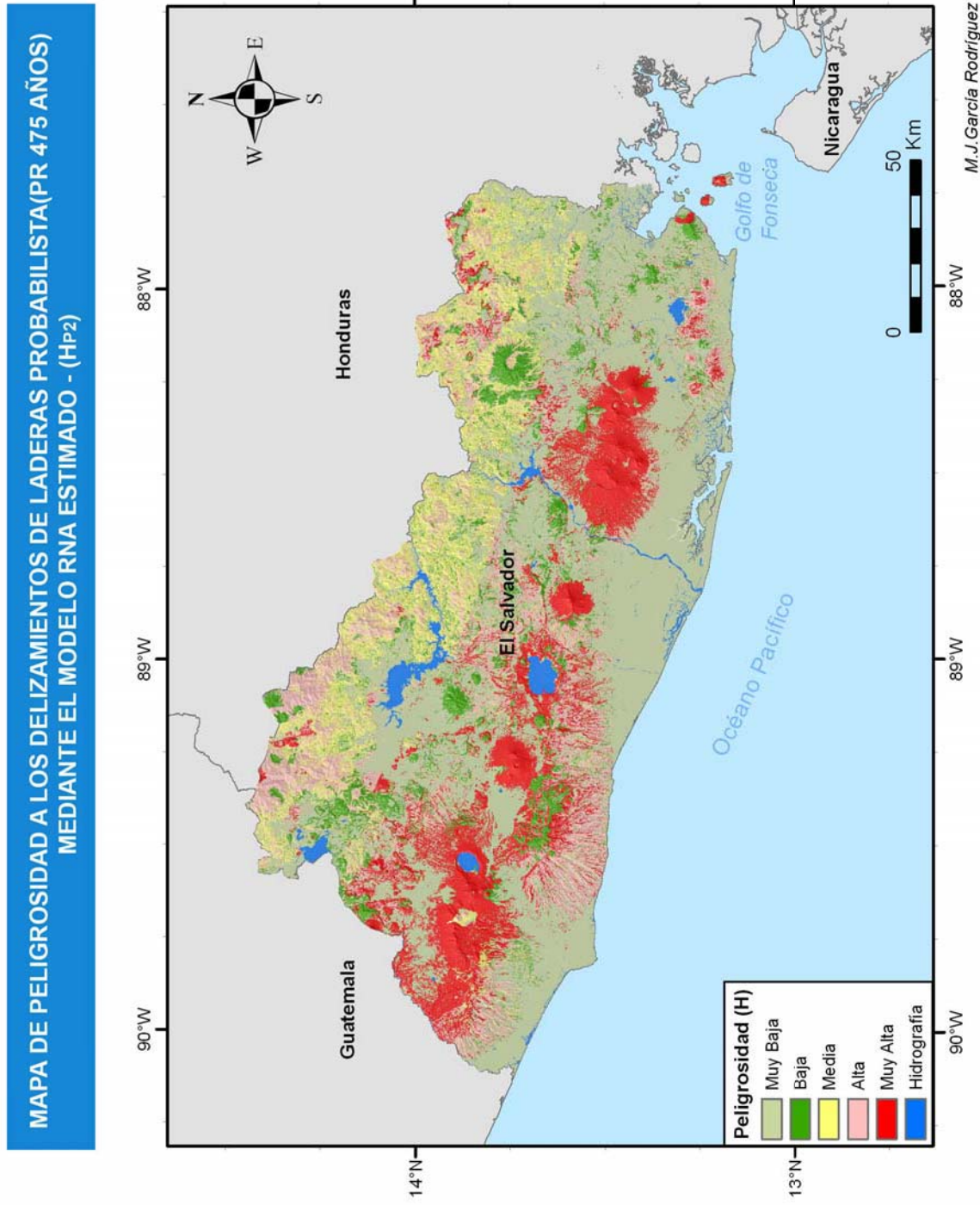


Figura 14.4. Mapa probabilista de peligrosidad a los deslizamientos para un periodo de retorno de 475 años, empleando el mapa de susceptibilidad generado a partir del modelo RNA.

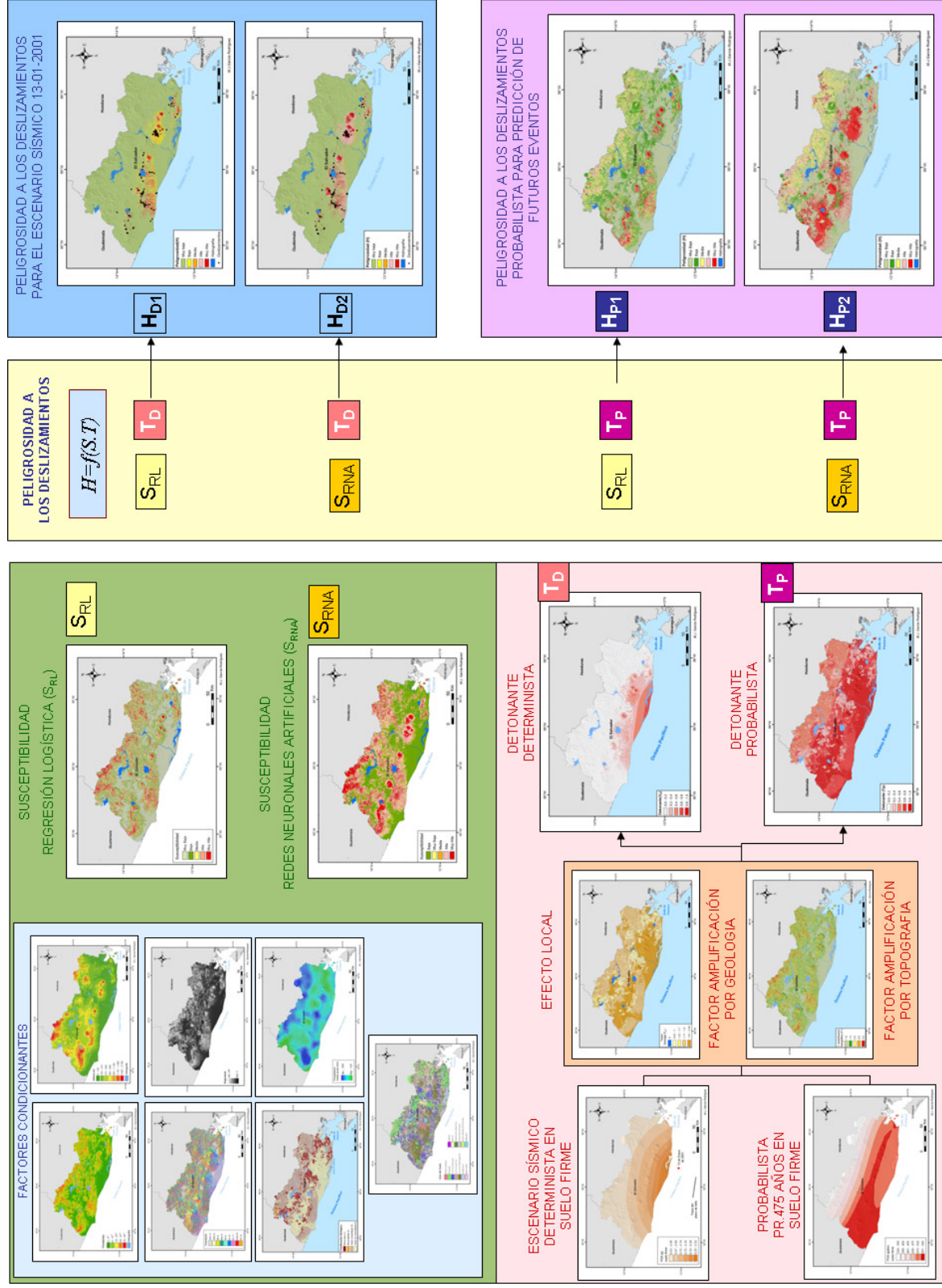


Figura 14.5. Esquema del proceso global seguido para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos, junto con los mapas intermedios obtenidos, según las diferentes opciones de la aplicación realizada: método de regresión logística y escenario determinista y probabilista.

### 14.3. DISCUSIÓN

Los métodos cuantitativos empleados en este estudio para la evaluación de la susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos - redes neuronales artificiales (RNA) y regresión logística (RL) -, con aplicación a El Salvador, han llevado a identificar las áreas con mayor peligrosidad para un escenario concreto. Dichas áreas han resultado coincidir, con un alto porcentaje de ajuste, con los deslizamientos realmente ocurridos según el inventario existente. Ello, unido a la implementación en un SIG, permite calificar estos métodos como idóneos y fiables para la escala de trabajo adoptada, que es una escala regional.

Sin embargo, cabe hacer una discusión sobre las ventajas e inconvenientes que hemos encontrado en la aplicación de ambos métodos, de la que tratamos de extraer conclusiones de interés para la modelización de la peligrosidad de deslizamientos, contribuyendo así al estado del arte en la materia objeto de esta tesis.

Analizando los resultados de los mapas de peligrosidad obtenidos, es de destacar que el modelo RNA identifica áreas con *muy alta* peligrosidad a los deslizamientos más extensas que el modelo RL. En el modelo RNA hay una tendencia a la generalización de píxeles con valores cercanos a 1 ó a 0, lo que implica que el modelo tiende a diferenciar zonas donde pueden ocurrir deslizamientos o donde no pueden ocurrir, respectivamente. Se distinguen así, claramente dos clases de peligrosidad -“muy alta” y “muy baja”- y no se identifican prácticamente clases intermedias con dicho modelo.

Si bien la localización del centro de estas áreas es coincidente en ambos mapas de peligrosidad, el modelo de RL parece ser menos categórico, definiendo mejor los cinco niveles de peligrosidad. Es razonable suponer que este modelo se ajustará mejor en caso de disponer de nuevas observaciones.

Tras el análisis de los resultados estadísticos obtenidos con ambos modelos, comprobamos que el modelo RNA experimenta una mayor significancia frente al modelo RL, siendo el ajuste con las observaciones alcanzado por el primero del 95,1% frente al 89,4 % alcanzado con el segundo. Sin embargo, si realizamos una validación de los modelos a partir de la muestra de deslizamientos, analizando el grado de discriminación de cada modelo mediante el cálculo de la sensibilidad, especificidad y área bajo la curva COR (AUCROC), observamos que el modelo de RL presenta un mayor grado de discriminación, con un AUROC del 98% (tabla 14.6).

Tabla 14.6. Porcentaje ajustado y factor de discriminación de la curva COR (AUCROC) para los modelos de RL y RNA.

	Porcentaje ajustado	AUCROC
Modelo RL	89,4%	98,0 %
Modelo RNA	95,1%	96,3%

Representando las curvas COR realizadas de ambos modelos RL y RNA en un mismo gráfico, comprobamos que la discriminación del modelo de RL (0.980) es ligeramente superior a la obtenida a partir del modelo de RNA (0.963), como se muestra en la figura 14.6.



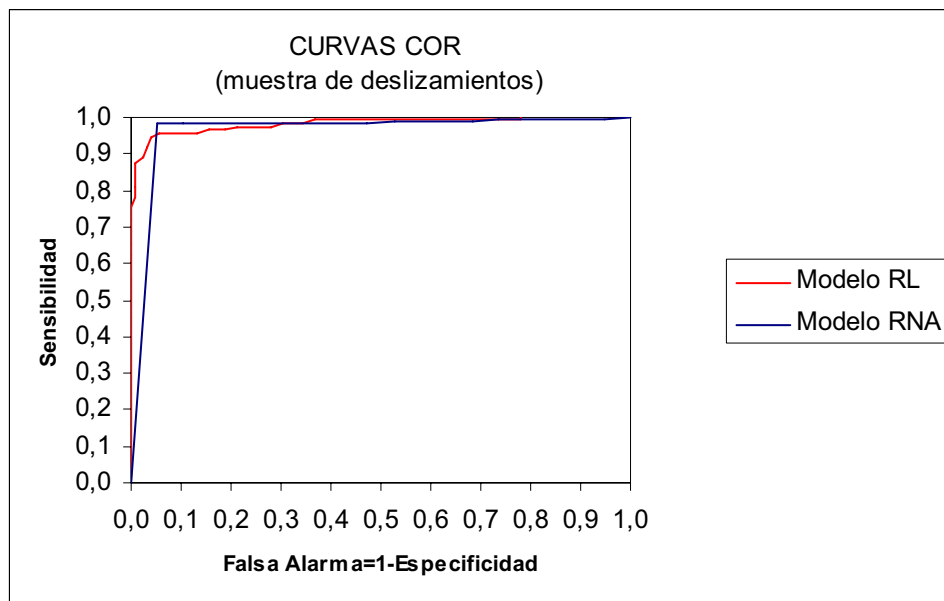


Figura 14.6 Curvas COR de los modelos RL y RNA. El modelo RL discrimina mejor las muestras de deslizamientos que el modelo RNA.

En un nivel pequeño de falsas alarmas el modelo RL es superior al RNA; sin embargo al ir aumentando la posibilidad de falsas alarmas el modelo RNA presenta un mejor comportamiento que el RL, como muestra el cruce de sus correspondientes curvas COR en la figura 14.6. Esto, entre otras cosas, indica que no se puede considerar un método superior de forma absoluta frente al otro a la hora de analizar el índice de peligrosidad por deslizamiento, la conclusión es que son complementarios.

Los mapas finales de peligrosidad producidos por ambos métodos (figuras 14.3 y 14.4) muestran cómo el modelo RNA delimita una extensión de peligrosidad más amplia que el modelo RL; sin embargo, la alta coincidencia del área marcada por RL con las zonas centrales del área marcada por RNA indican que ambos métodos apuntan a la misma zona clave que se deberá considerar como zona de alto riesgo.

En la figura 14.7 se muestra un ejemplo de cómo actúan los dos modelos matemáticos de ajuste empleados en este estudio: el modelo de RNA, representado por una línea verde y el modelo de RL, representado por la línea negra. La muestra de datos está formada por dos conjuntos diferenciados de puntos rojos y de puntos azules, que en nuestro caso representarían la muestra de lugares donde han ocurrido deslizamientos y donde no han ocurrido. Como se puede observar por los resultados estadísticos, el modelo de RNA se adapta mucho mejor a los datos que han servido de entrenamiento para la red, ya que tiene una precisión global mayor, mientras que el modelo de RL no se ajusta tan bien a los datos de entrenamiento, dando un porcentaje de acierto menor que el modelo RNA.

Sin embargo, el modelo RNA es muy restrictivo y dependiente de la muestra de entrenamiento tomada, y ello puede ser un inconveniente ante la clasificación de nuevos datos que seguramente darían otro ajuste bien diferente. El modelo RL proporciona un ajuste menor a los datos existentes, dando estimaciones que pueden ser consideradas promedio respecto a las observaciones, pero parece ser más estable que el modelo RNA y previsiblemente no experimentará grandes variaciones al añadir nuevas muestras.

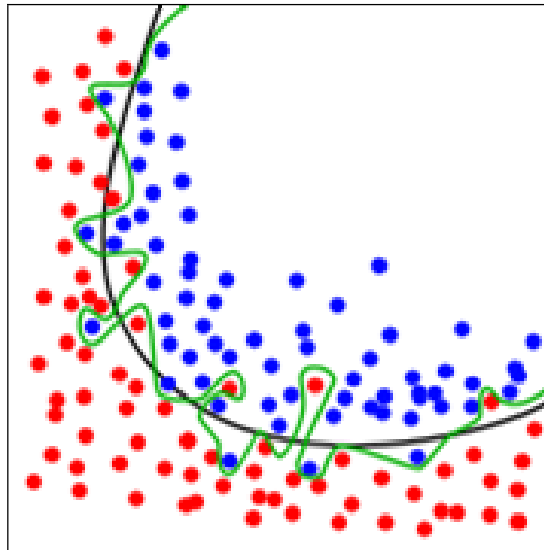


Figura 14.7. Ejemplo gráfico de actuación de los dos modelos empleados en este estudio: RL (línea negra) y RNA (línea verde) empleados en este estudio. Los puntos rojos y azules representan la muestra de datos, indicando posiciones de deslizamientos y no deslizamientos, respectivamente. El modelo de RNA se adapta mejor a los datos con los que hemos entrenado la red, pero arrojará un mayor error frente al modelo de RL, ante la clasificación de nuevas muestras.

Por otra parte, el modelo de RNA presenta algunas dificultades en la definición de la arquitectura de la red, particularmente en la selección del algoritmo, y parámetros de entrenamiento. Además, las RNAs requieren gran cantidad de muestras de entrenamiento para proporcionar modelos fiables. Por este motivo es tan importante la cantidad como la calidad de muestras del inventario de deslizamientos disponible para que el modelo funcione con garantías.

Una de las principales ventajas del modelo de RNA radica en su independencia con la distribución estadística de los datos, ya que no se requieren variables estadísticas específicas para su utilización. Generalmente, para el ajuste se emplea el método *backpropagation*, que consiste en la retropropagación del error como una función de pesos a partir del método del gradiente decreciente hasta conseguir el RMS deseado. En contraposición, estos métodos resultan ser “cajas negras”, ya que no proporcionan información sobre los procesos de entrenamiento y aprendizaje que realizan ni de cómo aplican los modelos estimados a ajustes con nuevos datos.

Como resultado final de esta discusión, podemos concluir que el modelo de RNA arroja un porcentaje global de acierto mayor frente a un modelo estadístico como el modelo de RL, para una determinada muestra de observaciones, pero es muy dependiente de la cantidad y calidad de éstas. Los datos muestrales se ajustan muy bien al modelo RNA, que es además un modelo flexible, puede ser no lineal y permite un mayor número de grados de libertad que el modelo RL.

Por su parte, el modelo RL ajusta a una ecuación de predicción fija, menos flexible que la obtenida con el modelo RNA, pero que representará mejor al fenómeno estudiado cuando no se dispone de gran cantidad de muestras para entrenar la red. Además, el hecho de que la ecuación de ajuste sea conocida es una ventaja adicional del modelo RL, ya que permite conocer los pesos asignados a cada factor influyente en la susceptibilidad y definir así un modelo funcional útil para futuras predicciones.

A continuación, se analizan los resultados desde otro punto de vista, tratando de obtener la distribución de deslizamientos para cada unidad geomorfológica identificada en El Salvador (Ver capítulo 9). Partimos primero de los mapas deterministas para el escenario de la aplicación, generados a partir de los modelos de RL y RNA, y deducimos los porcentajes de píxeles que quedan en cada nivel de peligrosidad respecto al área de cada unidad geomorfológica y respecto al área total del país (tablas 14.7 y 14.8). Calculamos esos porcentajes de las dos formas porque dan visiones complementarias:

a) Referidos al área de la unidad:

$$(S_u) \% \text{porcentaje} = \text{área asignada a una clase de peligrosidad} / \text{área total de la unidad}$$

b) Referidos al área del país:

$$(S_p) \% \text{porcentaje} = \text{área asignada a una clase de peligrosidad} / \text{área total del país}$$

El primer porcentaje  $\%(S_u)$  da idea del nivel de la peligrosidad en cada unidad geomorfológica, indicando si una determinada unidad puede presentar muchos o pocos deslizamientos, a partir de su probabilidad de ocurrencia. El segundo porcentaje  $\%(S_p)$  indica la peligrosidad relativa de las distintas zonas en el contexto global del país, es decir, indica cuales contribuyen más y cuales menos al peligro de deslizamientos.

La tabla 14.7 muestra los porcentajes deducidos a partir del mapa de peligrosidad resultante con el primer modelo ( $H_{D1}$ ). La unidad que presenta mayor porcentaje al peligro de deslizamientos dentro de las clases “Alta” y “Muy Alta” es la cadena costera, tanto en porcentaje referido al área de la unidad ( $(S_u)\% = 6,3 + 6,9$ ) como al área del país ( $(S_p)\% = 1,8 + 2,0$ ). Podríamos interpretar también este resultado estableciendo que el 13.2% de la superficie de la cadena costera resulta afectada por alta o muy alta peligrosidad, lo que representa un 3.8 % de la superficie total del país. Por el contrario, la cadena volcánica septentrional no tiene ningún deslizamiento, seguido de la meseta central con el 98,5% de superficie libre de ocurrencia de deslizamientos.

Tabla 14.7. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad deducido por RL)

	Mapa Determinista de Peligrosidad ( $H_{D1}$ ) a partir del Modelo de RL										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica $\%(S_u)$						Porcentaje relativo al área total del país $\%(S_p)$				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	98,3	0,9	0,4	0,2	0,2	100	15,9	0,2	0,1	0,0	0,0
Cadena Costera	67,1	9,8	9,9	6,9	6,3	100	19,2	6,9	2,8	2,0	1,8
Meseta central	98,5	0,8	0,5	0,2	0,1	100	36,4	0,2	0,2	0,0	0,0
Cadena Volcánica Septentrional	100	0,0	0,0	0,0	0,0	100	16,6	0,0	0,0	0,0	0,0

Interpretando los resultados del mapa obtenido con el segundo modelo ( $H_{D2}$ ), se deducen los porcentajes indicados en la tabla 14.8, donde puede verse que nuevamente la cadena costera presenta los mayores porcentajes, que son considerablemente más altos que los deducidos por regresión logística. En general, los mapas de peligrosidad generados a partir del modelo de RNA estiman valores más altos de peligrosidad a los deslizamientos que el modelo de RL.

Tabla 14.8. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad deducido por RNA)

	Mapa Determinista de Peligrosidad ( $H_{D2}$ ) a partir del Modelo de RNA										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica ( $S_u$ )%						Porcentaje relativo al área total del país ( $S_p$ )%				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	97,4	0,3	1,0	1,2	0,2	100	15,7	0,0	0,2	0,2	0,0
Cadena Costera	65,2	0,8	1,5	21,1	11,4	100	18,6	0,2	0,4	6,0	3,3
Meseta central	98,2	0,0	0,0	1,4	0,3	100	36,2	0,0	0,0	0,5	0,1
Cadena Volcánica Septentrional	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100	16,5	0,0	0,0	0,0	0,0

Los porcentajes de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad relativos al área de cada unidad geomorfológica ( $S_u$ )% (tablas 14.7 y 14.8) se han dispuesto en forma de gráficos circulares sobre el mapa de El Salvador (figuras 14.8 y 14.9), para facilitar una mejor comprensión de los resultados de los mapas deterministas de peligrosidad  $H_{D1}$  y  $H_{D2}$ .

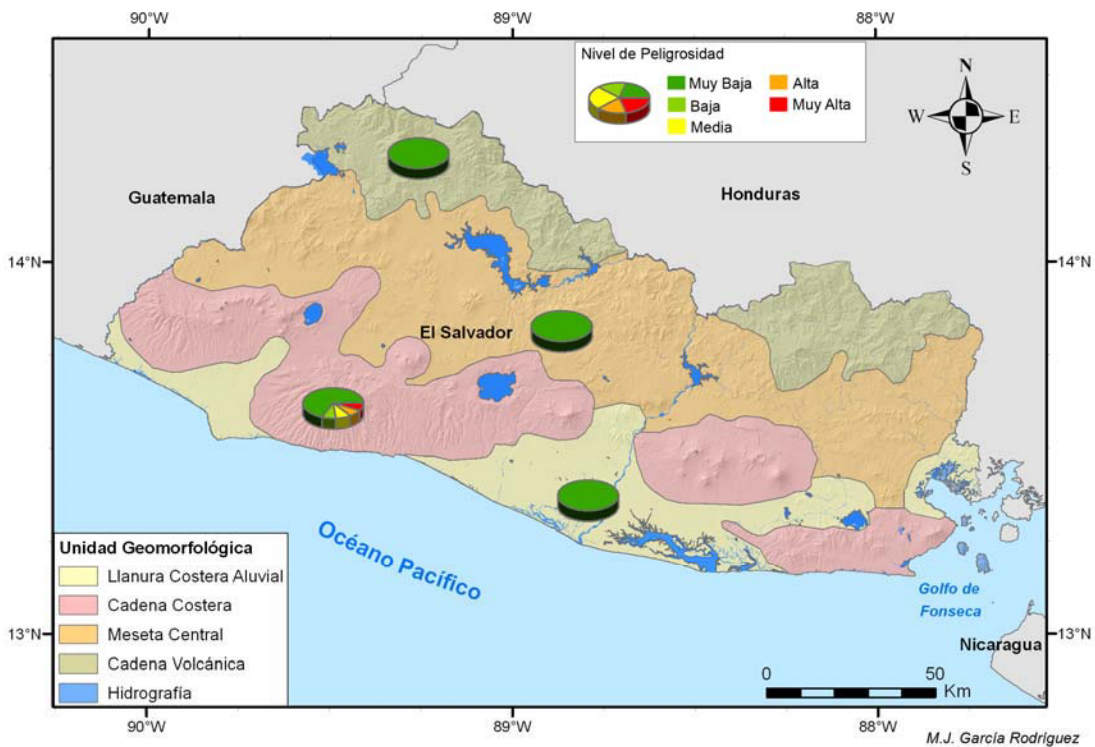


Figura 14.8. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador ( $S_u$ %), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RL).

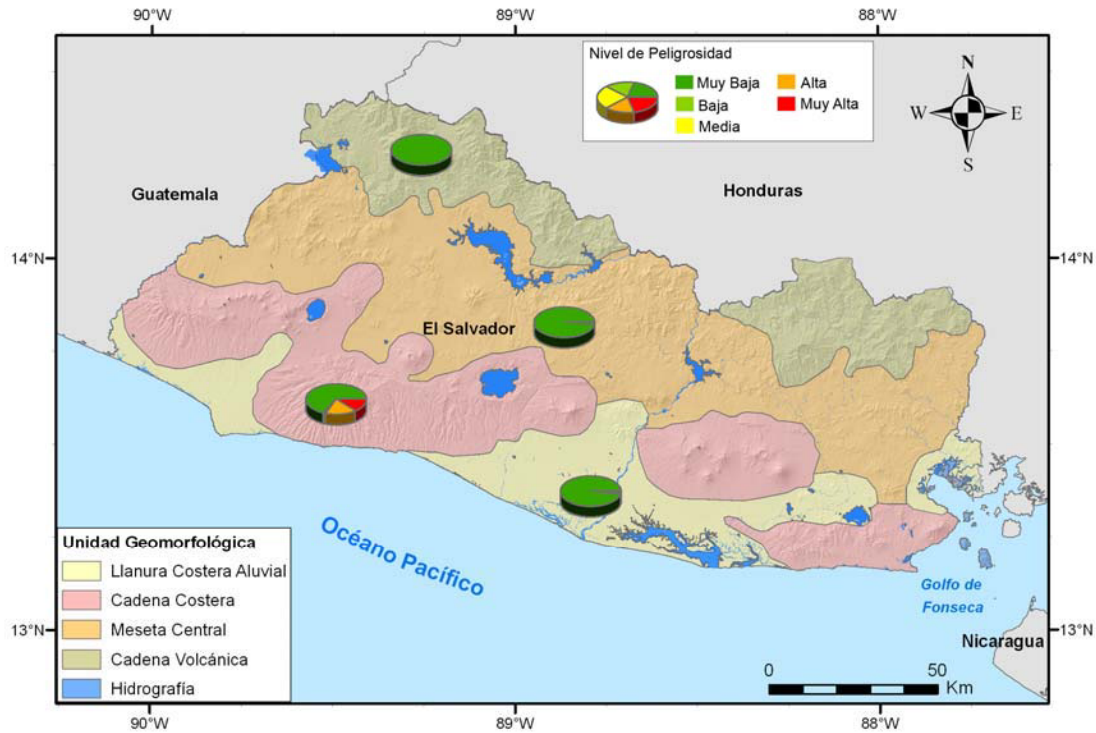


Figura 14.9. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador ( $S_u\%$ ), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RNA).

Un análisis similar al anterior se realiza interpretando los resultados de los mapas probabilistas de peligrosidad obtenidos en el estudio (tabla 14.9 y tabla 14.10). Según el mapa  $H_{P1}$ , la mayor densidad de peligrosidad de la clase “Muy Alta” se predice en la cadena costera, donde cabe esperar -según estos resultados- que el 12,8 % de su superficie pueda verse afectada (en ese nivel) por movimientos futuros, representando el 3,6 % del área del país. La cadena volcánica septentrional adquiere también importancia en este escenario probabilista, con un 19,2% de su superficie en las clases “Muy Alta” y “Alta” peligrosidad.

Tabla 14.9. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa probabilista asociado a futuros movimientos con periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad deducido por RL).

	Mapa Probabilista de Peligrosidad ( $H_{P1}$ ) a partir del Modelo de RL										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica ( $S_u\%$ )						Porcentaje relativo al área total del país ( $S_p\%$ )				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	90,6	8,2	0,6	0,4	0,2	100	14,6	1,3	0,1	0,0	0,0
Cadena Costera	24,4	34,2	12,4	16,1	12,8	100	7,0	9,8	3,6	4,6	3,6
Meseta central	45,7	32,4	14,9	5,6	1,4	100	16,9	11,9	5,5	2,1	0,5
Cadena Volcánica Septentrional	8,7	31,0	41,1	18,0	1,2	100	1,4	5,1	6,8	3,0	0,2

La tabla 14.10 corresponde a los análisis del Mapa Probabilista  $H_{P2}$ . En ella, se verifica que la peligrosidad mayor está localizada en la cadena costera con el 19,0% de su superficie afectada, representando el 5,4 % del área del país. Estos porcentajes estimados son mayores que los deducidos a partir del mapa de peligrosidad  $H_{P1}$ .

Tabla 14.10. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador, según el mapa probabilista obtenido para un periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad deducido por RNA)

	Mapa Probabilista de Peligrosidad ( $H_{P2}$ ) a partir del Modelo de RNA										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica ( $S_u$ )%						Porcentaje relativo al área total del país ( $S_p$ )%				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	93,0	1,5	1,6	3,7	0,2	100	15,0	0,2	0,3	0,6	0,0
Cadena Costera	27,4	3,3	3,9	46,3	19,0	100	7,8	1,0	1,1	13,2	5,4
Meseta central	51,7	4,5	3,9	33,6	6,3	100	19,1	1,7	1,4	12,4	2,3
Cadena Volcánica Septentrional	15,3	2,8	3,7	47,5	30,8	100	2,5	0,5	0,6	7,9	5,1

Además, se han representado gráficamente los porcentajes de superficie afectada por cada nivel de peligrosidad (a partir de los mapas probabilistas  $H_{P1}$  y  $H_{P2}$ ), relativos al área de cada unidad geomorfológica ( $S_u$ )% (tablas 14.9 y 14.10) sobre el mapa de El Salvador (figura 14.10 y 14.11).

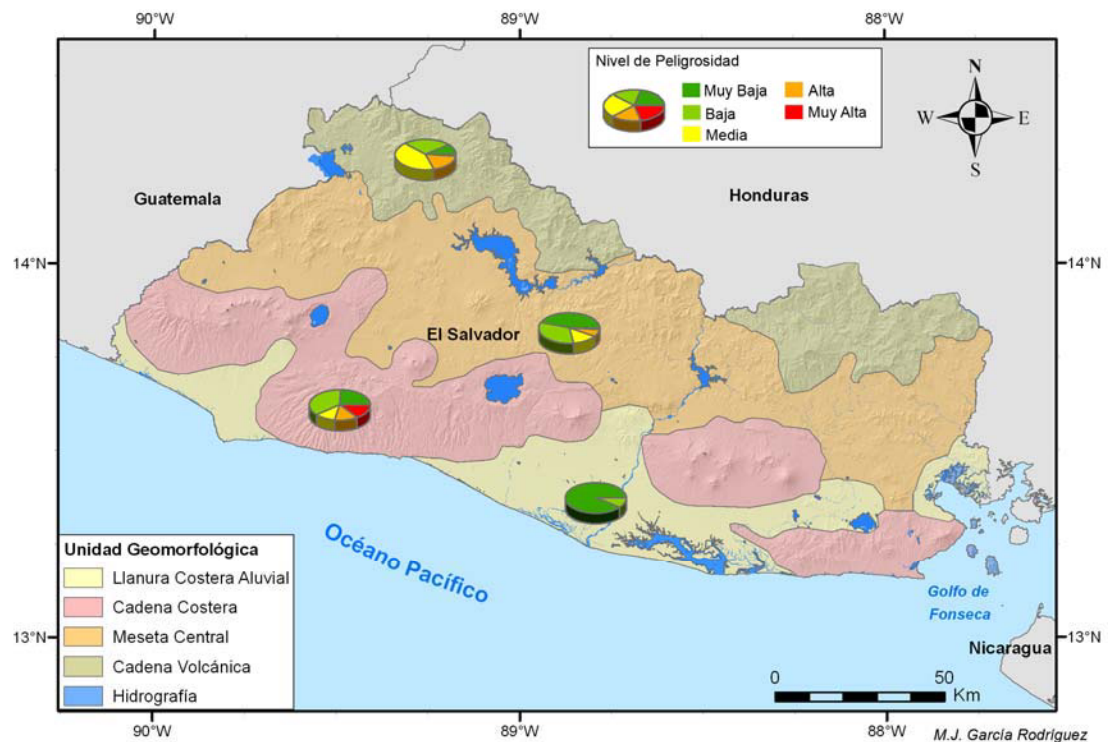


Figura 14.10. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador ( $S_u$ %), según el mapa probabilista obtenido para un periodo de retorno de 475 años (Modelo de susceptibilidad de RL).

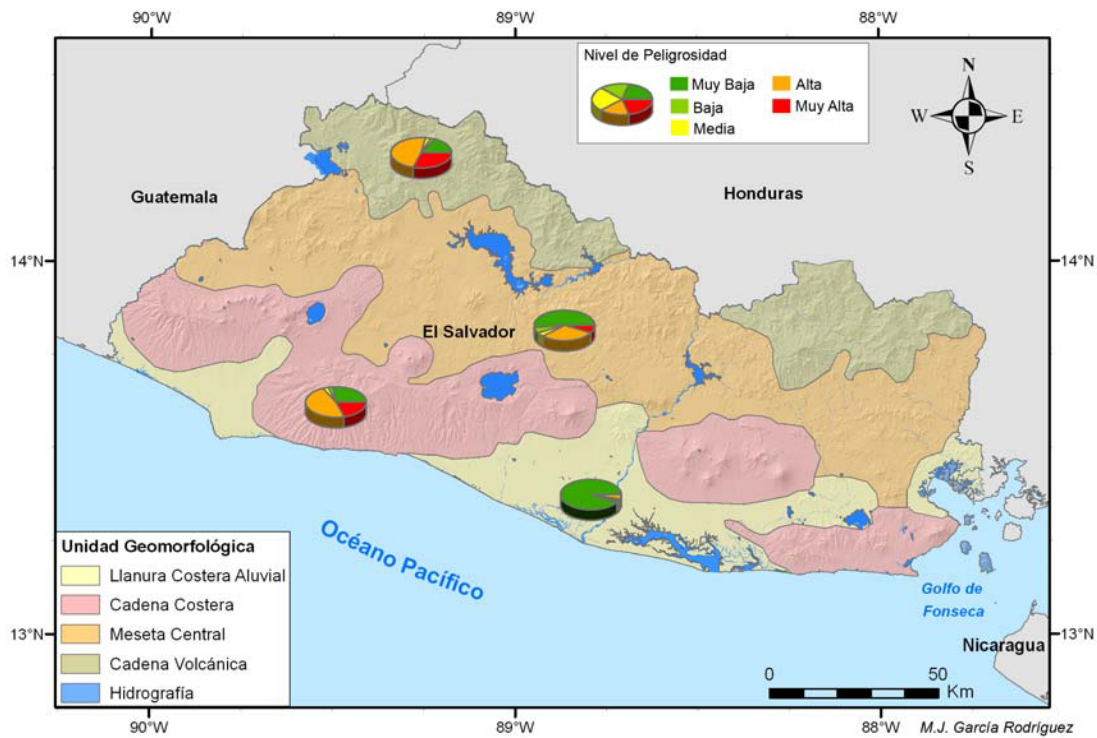


Figura 14.11. Representación gráfica del porcentaje de la superficie afectada por cada nivel de peligrosidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador (Su%), según el mapa determinista obtenido para el escenario del 13 de enero de 2001 (Modelo de susceptibilidad de RNA).

Una estadística similar a la presentada se ha efectuado también con los mapas de susceptibilidad, a fin de estimar los porcentajes de cada clase en cada unidad geomorfológica. Como este factor es independiente del detonante, dando idea de las laderas más o menos inestables, los resultados pueden ser útiles para conocer donde se localizan los mayores porcentajes de laderas susceptibles al fenómeno del deslizamiento, que podría ser disparado tanto por sismo como por lluvia.

Los mapas de susceptibilidad estimados, tanto por el modelo de RL como por el modelo de RNA, reflejan los valores más altos de susceptibilidad en la cadena volcánica septentrional, y en la cadena costera (tablas 14.11 y 14.12). Concretamente, los porcentajes estimados de susceptibilidad muy alta para la cadena volcánica septentrional, con RL y RNA, son de 20,3 % y 30,8 % respectivamente, referidos al área de la unidad y 3,4% y 5,1% referidos a la superficie del país. En general, el modelo RNA da valores más altos de susceptibilidad que el modelo RL, al igual que sucedía con la peligrosidad.

Tabla 14.11. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de susceptibilidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador del modelo RL.

	Mapa de Susceptibilidad RL										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica (S <sub>u</sub> )%						Porcentaje relativo al área total del país (S <sub>p</sub> )%				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	90,5	5,9	2,3	0,9	0,4	100	14,6	0,9	0,4	0,1	0,1
Cadena Costera	24,4	27,5	23,8	13,6	10,7	100	7,0	7,8	6,8	3,9	3,1
Meseta central	45,6	25,5	16,5	8,0	4,5	100	16,8	9,4	6,1	2,9	1,6
Cadena Volcánica Septentrional	8,6	20,4	28,7	22,0	20,3	100	1,4	3,4	4,7	3,6	3,4

Tabla 14.12. Porcentaje de superficie afectada por cada nivel de susceptibilidad para las cuatro unidades geomorfológicas identificadas en El Salvador del modelo RNA.

	Mapa de Susceptibilidad RNA										
	Porcentaje relativo al área de la unidad geomorfológica (S <sub>u</sub> )%						Porcentaje relativo al área total del país (S <sub>p</sub> )%				
	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta	Total	Muy Baja	Baja	Media	Alta	Muy Alta
Llanura Costera Aluvial	93,0	1,5	1,6	3,7	0,2	100	15,0	0,2	0,3	0,6	0,0
Cadena Costera	27,3	3,4	3,9	46,3	19,0	100	7,8	1,0	1,1	13,2	5,4
Meseta central	51,6	4,5	3,9	33,7	6,3	100	19,0	1,7	1,4	12,4	2,3
Cadena Volcánica Septentrional	15,2	2,8	3,7	47,5	30,8	100	2,5	0,5	0,6	7,9	5,1

Esto significa que, aunque la cadena costera se ha identificado con mayor peligrosidad a los deslizamientos para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, tal como vimos en los mapas de peligrosidad H<sub>D1</sub> y H<sub>D2</sub>, en realidad existe mayor tendencia al deslizamiento en la cadena volcánica septentrional, si bien en ésta la acción detonante fue mucho menor para el escenario analizado. En el caso de que la acción detonante fuera mayor en eventos futuros, como se contempla en los mapas probabilistas, la peligrosidad a los deslizamientos en cadena volcánica puede superar a la de la cadena costera. Este resultado se obtiene, de hecho, en el mapa de peligrosidad H<sub>P2</sub>, obtenido por el modelo RNA. De igual forma, la peligrosidad podría ser mayor en la cadena volcánica en el caso de que se identificara el detonante con fuertes lluvias.





## SUMARIO Y CONCLUSIONES

En los últimos años el fenómeno de los deslizamientos de laderas está siendo objeto de una intensa labor científica destinada a conocer mejor la peligrosidad asociada y a proponer medidas de mitigación del correspondiente riesgo. Prueba de ello es la publicación de gran número de trabajos que presentan distintos métodos y técnicas, donde las diferencias se refieren fundamentalmente, al tipo de principios, a la unidad cartográfica seleccionada y a las herramientas empleadas para el análisis y la evaluación de la peligrosidad. En esta tesis se ha realizado un estado del arte sobre las metodologías más importantes para la evaluación de la peligrosidad y/o susceptibilidad inherentes a los deslizamientos de laderas. Dicho estado del arte ha permitido desarrollar una clasificación metodológica de las técnicas empleadas y encuadrar mejor el problema abordado, así como canalizar las aportaciones realizadas en esta tesis.

A continuación se exponen las principales conclusiones deducidas del trabajo, que se refieren a la metodología propuesta y aplicada en El Salvador, a los factores identificados como más determinantes de la susceptibilidad de deslizamientos, y a los resultados del análisis de peligrosidad.

### ***Sobre la Metodología propuesta y la Aplicación en El Salvador***

Tras la revisión de la literatura científica, se comprueba que existe cierta confusión entre los términos *susceptibilidad* y *peligrosidad*, en relación con la ocurrencia de deslizamientos. En nuestro trabajo hemos prestado especial atención a la distinción de estos dos aspectos fundamentales del fenómeno: la susceptibilidad y la peligrosidad. Así, los mapas de susceptibilidad reflejan la distribución de factores condicionantes de los deslizamientos, pero no indican la probabilidad de ocurrencia de los mismos; es decir, no contienen la componente temporal que si está incluida en la peligrosidad.

Después de realizar una clasificación metodológica, y analizar los diferentes métodos que componen el estado del arte, se proponen como más idóneos - para modelizar el fenómeno de los deslizamientos a escala regional - los métodos de regresión logística (RL) y las Redes Neuronales Artificiales (RNA). Se ha comprobado la utilidad e idoneidad de ambas técnicas para evaluar inicialmente la susceptibilidad y posteriormente, la peligrosidad de deslizamientos inducidos por sismos a escala regional mediante una aplicación desarrollada en El Salvador.

Por otra parte, el empleo de herramientas SIG ha facilitado la toma de decisiones en multitud de áreas temáticas, y en concreto en temas de peligrosidad y riesgo inherentes a distintos fenómenos naturales (volcanes, terremotos, huracanes, etc.), debido a su gran capacidad de análisis de datos espaciales y de explotación de resultados. Ello ha conllevado un ahorro en tiempo, costo y recursos personales en los consiguientes estudios para la mitigación de estos riesgos. Así, la implementación de un SIG para El Salvador (SIGSAL) en esta tesis ha proporcionado numerosas ventajas para el almacenamiento e integración de diferentes bases de datos, mapas topográficos y temáticos, imágenes de satélites, etc., permitiendo la realización de análisis geoespaciales entre diversas capas (geológicas, climáticas, topográficas, geotécnicas, etc.) y la representación de resultados gráficos y cartográficos.

Aplicando el método de regresión logística RL se ha obtenido un modelo de susceptibilidad particular para el Salvador, en el que se han identificado los siguientes factores influyentes: rugosidad, elevación, pendiente, precipitación media anual, orientación, litología y usos de suelo; determinándose los pesos relativos de los distintos factores. En el modelo de RL, la probabilidad de ocurrencia es estimada a partir de una fórmula logística, que facilita la definición de un modelo funcional acorde a los datos y factores analizados. Además, el modelo RL ha permitido el cálculo de los *odds ratio*, que representan el grado de probabilidad asociada con cada factor. Finalmente, un modelo simplificado de susceptibilidad ha sido deducido por regresión logística *stepwise* para la zona de estudio, dando como resultado la identificación de los factores que resultan más determinantes, que son la rugosidad y el tipo de suelo. El nivel de significación alcanzado, al calibrar el modelo para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001, es del 89%.

A parte del modelo RL, se ha estimado un modelo de susceptibilidad a escala regional empleando las Redes Neuronales Artificiales RNAs, considerando el algoritmo de aprendizaje de la regla delta generalizada (o *backpropagation*). Estas redes han sido diseñadas y entrenadas a partir del inventario de deslizamientos, y de la información cartográfica previamente implementada en el SIG de El Salvador. Los factores considerados han sido los mismos que en el modelo de la susceptibilidad de RL. Se ha llevado a cabo una validación del proceso mediante el uso de la matriz de confusión y la curva COR, obteniendo un porcentaje de precisión global del 95.1%.

Una discusión sobre las ventajas e inconvenientes de ambos métodos, RL y RNA ha sido planteada, siendo destacables las siguientes consideraciones:

- El *modelo RL* ajusta los datos a una ecuación fija en la que se determinan una serie de coeficientes, por lo que no es tan flexible para la resolución de problemas complejos como el modelo de las RNAs, que posee más grados de libertad.
- Las *ventajas de las RNAs* y su posible aplicación a la evaluación de la peligrosidad de deslizamientos de laderas, están basadas en la simulación que logran de los sistemas biológicos neuronales, con capacidad de manejar datos imprecisos y/o incompletos. Otras ventajas adicionales derivan de la *no linealidad* del modelo, la capacidad de generalizar, la tolerancia a las incertidumbres y la objetividad de asignación de los pesos a los factores condicionantes, con la mínima intervención del operador. Por otra parte, el método de las RNAs es un método independiente de la distribución estadística de los datos, por lo que no existen variables estadísticas específicas para su utilización.
- Sin embargo, se ha detectado que las RNAs presentan también una serie de *problemas y limitaciones*, que se manifiestan, por ejemplo, a la hora de la definición de la arquitectura de la red, la selección del algoritmo y parámetros de

entrenamiento. Las RNAs necesitan de una gran cantidad de muestras de entrenamiento, algo fundamental para obtener modelos fiables. Comparadas con los métodos estadísticos, las RNAs permiten definir clases más acertadas y ajustadas a la naturaleza de los datos. Sin embargo, estos métodos son “cajas negras”, puesto que no se conocen exactamente como aprenden problemas particulares y como aplican las reglas estimadas a los nuevos casos, o como obtienen conclusiones a partir de las redes entrenadas.

- Se puede decir que no hay un método único para estudiar los deslizamientos, que sea el mejor en todos los casos y para todas las posibles situaciones. Dependiendo del número de muestras de entrenamiento, las capas del SIG disponibles, la resolución de los datos, etc., un modelo u otro puede ser más apropiado para abordar con éxito un problema específico.

En definitiva, tras analizar los resultados obtenidos, podemos concluir que no se puede considerar un método superior de forma absoluta frente al otro, puesto que ambos son complementarios. Las características de ambos métodos permitirán - ajustando parámetros y variables- analizar el problema de los deslizamientos en regiones extensas, como la ocupada por un país como El Salvador. Sin embargo, las características de los datos, en concreto su baja resolución espacial (con píxeles de un hectómetro de lado, de acuerdo a la escala regional adoptada) solo permiten un análisis inicial del fenómeno. Así, los mapas que ofrecen los métodos RL y RNA solo pueden considerarse como una primera aproximación al problema, dirigida a identificar las zonas de mayor susceptibilidad y/o peligrosidad. Posteriormente, será necesario realizar los estudios pertinentes a una escala de mayor detalle y empleando los métodos apropiados.

### **Sobre los factores más determinantes en la susceptibilidad**

Tras la aplicación de la metodología RL se concluye que la litología y la rugosidad son los factores más influyentes en el modelo de susceptibilidad de deslizamientos obtenido, mientras que los usos del suelo constituyen el factor menos significativo. La máxima frecuencia de ocurrencia de deslizamientos se presenta en el intervalo de pendientes 73°–81°, con elevaciones entre 1630 y 1900m. Los rangos de pendientes junto con la elevación están reflejando un relieve escarpado que corresponde a valores altos de rugosidad. Este factor está también relacionado con la orientación y concavidad de la ladera, lo que puede explicar el hecho de que la mayoría de las observaciones de deslizamientos se encuentren al norte (20,8%) y noroeste (19,6%) de las laderas.

Otro de los factores más influyentes después de la rugosidad, es la litología de la zona y las características del suelo, que están muy relacionadas con las actividades de las erupciones volcánicas en el pasado. Existen dos categorías litológicas donde se percibe una mayor densidad de deslizamientos: *roca dura* asociada a los depósitos epiclásticos y volcanoclásticos (43,2%), y *suelos no consolidados*, piroclásticos donde se incluyen las Tierras Blancas (TB) y Tobas Color Café (TCC) (41.5%). Generalmente, las caídas de rocas se inician en la parte intermedia-alta de la ladera, y los depósitos de TB y TCC se localizan en la parte superior de cimas de montaña.

Respecto al índice de lluvias, la concentración más alta de deslizamientos con un porcentaje del 35,4%, ocurre en el rango de precipitaciones mayor entre 2520 y 2690 mm, seguido de un porcentaje de 17,8% en el intervalo de 1820 a 1920mm.

### **Sobre la peligrosidad de deslizamientos en El Salvador**

En otro orden, se ha hecho un esfuerzo por analizar y modelizar el factor detonante que interviene en el disparo del deslizamiento. Es sabido que pueden intervenir diferentes factores como acción detonante o de disparo: lluvias torrenciales, terremotos, acciones antrópicas, etc. En nuestro caso hemos considerado el terremoto como fenómeno inductor del deslizamiento, siendo el factor detonante el movimiento causado por éste, que se ha modelizado en función de la energía liberada en el foco, la propagación de ondas sísmicas en su trayectoria y el efecto local del suelo en la región estudiada.

Para el análisis del factor detonante se han considerado dos supuestos: escenario determinista para un evento pasado, y escenario probabilista asociado a movimientos futuros. Se han obtenido así los mapas de acción detonante para el escenario del sismo del 13 de enero de 2001 y para eventuales movimientos futuros asociados a un periodo de retorno de 475 años. Ello implica movimientos con probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, elegida por ser la que se utiliza en normativas sísmicas para regular el diseño de estructuras convencionales.

Combinando ambos mapas de susceptibilidad y detonante, se han obtenido los mapas de peligrosidad a los deslizamientos para el escenario citado, que han servido para la validación de modelos (al ser comparados con el inventario existente), y los mapas de peligrosidad probabilistas, útiles para la predicción y mitigación del riesgo asociado a eventos futuros.

Las zonas que resultan con mayor peligrosidad de deslizamientos debido a sismos futuros, con las dos técnicas empleadas (RL y RNA), se localizan en las unidades geomorfológicas identificadas como cadena costera y cadena volcánica septentrional de El Salvador (*figuras 14.10 y 14.11*).

## PROBLEMAS ABIERTOS

Esbozamos finalmente algunos problemas encontrados en la realización de esta tesis, que podrían marcar pautas para futuras investigaciones, dando continuidad a la línea de trabajo aquí presentada.

Uno de los problemas encontrados radica en la dificultad de seleccionar los factores condicionantes de la susceptibilidad, que pueden ser muchos, complejos y difíciles de modelizar. En esta tesis se han considerado los más significativos, pudiendo ser completados con otros en trabajos futuros, como la curvatura de la ladera, distancia a fallas, proximidad a carreteras, etc.

Otro problema ha derivado del hecho de no disponer de un inventario de deslizamientos completo y preciso para todo el país, contemplando diferentes escenarios sísmicos. Hemos hecho uso, en su lugar, del inventario existente para el sismo del 13 de enero de 2001, que ha resultado determinante en nuestra aplicación. Para ganar precisión en futuras investigaciones, sería necesario recopilar información de eventos pasados y preparar una base de datos de deslizamientos completa y actualizada. En ella deberían indicarse aspectos fundamentales, como la localización de la ladera deslizada, la fecha y hora del deslizamiento, el tipo de deslizamiento, existencia de vegetación, material involucrado, etc. Además, esa base de datos debería ir asociada a la cartografía de la zona, diferenciando adecuadamente el contorno del escarpe y el depósito del deslizamiento.

En la aplicación del método de Redes Neuronales Artificiales, RNA, hemos encontrado, como aspecto más problemático, el hecho de no disponer de un inventario con mayor número de muestras que el existente y ligado a otros posibles escenarios, que permitiera un mejor entrenamiento de la red. Se requeriría, además, contemplar otras situaciones diferentes a la del escenario sísmico que ha caracterizado la aplicación. La disponibilidad de inventarios más completos permitiría mejorar el proceso de entrenamiento y aumentaría la fiabilidad de los resultados. A este respecto, sería también conveniente profundizar en el desarrollo de la arquitectura de la red, definiendo adecuadamente el número de nodos de entrada, las capas ocultas y los parámetros de aprendizaje.

Por otra parte, se ha encontrado cierta dificultad en la caracterización geotécnica y en la adopción de una clasificación litológica adecuada para modelizar, tanto el efecto local en el movimiento sísmico, como la influencia del tipo de suelo en la susceptibilidad, a la escala regional de trabajo adoptada. Este aspecto también podría ser mejorado en aplicaciones futuras, incorporando resultados de sondeos e investigaciones geofísicas que puedan contribuir a mejorar la clasificación litológica y a definir factores de amplificación al movimiento sísmico para cada clase definida.

Por último, la identificación de zonas de mayor o menor susceptibilidad y/o peligrosidad a partir de los mapas obtenidos, conlleva la necesidad de clasificar los valores resultantes en rangos comprensibles y ajustados a los datos del inventario de deslizamientos. En este trabajo hemos diferenciado cinco rangos, estableciendo así cinco niveles tanto para la

susceptibilidad como para la peligrosidad: muy baja, baja, media, alta y muy alta. Pero la determinación de estos rangos es subjetiva y se ha realizado según criterio de experto. El ajuste y definición de estos rangos es otro punto abierto para futuras investigaciones.

## REFERENCIAS

- Agterberg, F.P., Bonham-Carter, G.F., Wright, D.F. (1990). Statistical pattern recognition for mineral exploration. En: Computer applications in resource estimation, prediction and assessment for metals and petroleum. Geol. Surv. Fin., Helsinki, Finland. Computers and Geology, 7, 1-21.
- Agterberg, F.P., Cheng, Q. Conditional Independence Test for Weights-of-Evidence Modeling. (2002). Natural Resources Research, Volume 11, Number 4, pp. 249-255.
- Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion in Earthquake Eng. Soil Dynamics II, recent advances in ground motion evaluation. Am. Soc. Civil Eng/Geotechnical Special Publication 20, 103-155.
- Aleotti, P. y Chowdhury, R.N. (1999). Landslide Hazard Assessment: Summary Review and New Perspectives, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 58, No. 1, August, 1999, 21 - 44.
- Alcántara-Ayala, I. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. Geomorphology 47, 107-124.
- Alcántara-Ayala, I. (2004). Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico Geomorphology ,61, 19-40.
- Alexander, D. (1993). Natural Disasters. University College London Press, Londres.
- Alfaro, C.S., Kiremidjian, A.S., White, R.A. (1990). Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador. Report No 93. The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.
- Algermissen, S.T., Hansen, S.L., Thenhaus, P.C. (1988). Seismic hazard evaluation for El Salvador. Report for the US Agency for International Development.
- Ambraseys, N.N. y Adams, R.D. (1996). Large-magnitude Central American earthquakes, 1898-1994, Geophys. J. Int., 127, 665-692.
- Aminzadeh, F. (1994). Application of fuzzy expert systems in integrated oil exploration. Comput. Electr. Eng. 20, 89-97.



An, P., Moon, W.M., Rencz, A. (1991). Application of fuzzy set theory for the integration of geological, geophysical and remote sensing data. *Can J. Explor. Geophys.* 27, 1-11.

An, P. (1992). Spatial reasoning techniques and integration of geophysical and geological information for resource exploration, Ph D. Dissertation. The University of Manitoba, Manitoba.

Anbalagan, R. (1992). Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*, 32, 269-277.

Antoine, P. (1977). Rêflexions sur la cartographie ZERMOS et bilan des esperiences en cours. *Bulletin Bureau des Recherches Géologiques et Minières* 3 2 , 9-20, (in French ).

Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, Mit Press, pp 438-469.

Arora, M.K., Das Gupta, A.S., Gupta, R.P. (2004). An artificial neural network approach for landslide hazard zonation in the Bhagirathi (Ganga) Valley, Himalayas. *International Journal of Remote Sensing*, 25, NO. 3, 559-572.

Ashford, S.A., Sitar, N., Lysmer, J., Deng, N. (1997). Topographic Effects on the Seismic Response of Steep Slopes," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 701-709.

Atkinson, G.M. y Boore, D.M. (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 93, No. 4, pp. 1703-1729.

Atkinson, P.M. y Massari, R. (1998). Generalised linear modelling of susceptibility to landsliding in the central Apennines. *Computers & Geosciences* 24, 373-385.

Asté, J.-P. (1991). Landslide Hazard Analysis - Landslide Risk Mapping. In Almeida-Teixeira, M. E., Fantechi, R., Oliveira, R., and Gomes Coelho, A. (Eds.), *Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements*, Commis. European Communities, Brussels, 165-170.

Alvarenga, E.R., González, T.B., Rodríguez, E.A. (1997). Formulación de un árbol lógico para la evaluación de la peligrosidad sísmica en El Salvador. *Memorias del Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Área Centroamericana*. UCA, San Salvador, 175-184.

Alvarez G., S. de J. (1982). Informe técnico sobre aspectos sismológicos del terremoto en El Salvador, del 19 de junio de 1982. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador.

Ayala, F.J., Elliazaga, E. y González, L. I. (1987). Impactos económicos y sociales de los riesgos geológicos en España. *Serie Geología Ambiental. Riesgos Geológicos*. I.G.M.E. Madrid. 91 pp. + Mapas.

Ayala, F.J. (1990). Análisis de los conceptos fundamentales de riesgos y aplicación a la definición de tipos de mapas de riesgos geológicos, *Boletín Geológico y Minero*, ITGE, Madrid, Vol. 101-3, 456-467.

Ayala, F.J., Olcina, J., Vilaplana, J.M. (2004). Impacto social de los riesgos naturales en España en el periodo 1990-2000 (II). *Gerencia de riesgos XXI*, 17-29.

- Ayalew, L. y Yamagishi, H. (2005). The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65, 15–31.
- Ayalew, L., Yamagishi, H., Marui, H., Kanno, T. (2005). Landslides in Sado Island of Japan: Part II. GIS-based susceptibility mapping with comparisons of results from two methods and verifications. *Engineering Geology*, 81, 432– 445.
- Baeza, C. (1994). Evaluación de las condiciones de rotura y la movilidad de los deslizamientos superficiales mediante el uso de técnicas de análisis multivariante. PhD Thesis, Dpto. Ingeniería del Terreno y Cartográfica, UPC, Barcelona, España.
- Baeza, C. y Corominas, J. (1996). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of statistical techniques. In: Kaare Senneset (ed.) *Proc. VIth I.S.L.*, Trondheim, Norway, 1:147- 152. A.A.Balkema Publisher, Rotterdam, Netherland.
- Baeza, C. y Corominas, J. (2001). Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1251-1263. John Wiley & Sons Ltd.
- Band, L.E. (1989). Spatial aggregation of complex terrain. *Geographical Analysis*, 21 (4): 279-293.
- Bard, P.Y. (1995). Effects of Surface Geology on Ground Motion: Recent Results and Remaining Issues, *Proc. 10th Eur. Conf. Earthquake Engg.*, Vienna, Balkema, Rotterdam 1, pp. 305-323.
- Barredo, J.I., Benavides, A., Hervás, J., van Westen, C.J. (2000). Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2.
- Basheer, I.A., Hajmeer, M. (2000). Artificial neural networks: fundamentals, computing, design and application. *Journal of Microbiological Methods* 43, 3– 31.
- Baum, E.B., Haussler, D. (1989). What size net gives valid generalization? *Neural Computation* 1, 151–160 (MIT).
- Baum, R.L., Crone, A.J., Escobar, D., Harp, E.L., Major, J.J., Martinez, M., Pullinger, C., Smith, M.E. (2001). Assessment of landslide hazards resulting from the February 13, 2001, El Salvador earthquake. Open-File Report N° 2001-119. U.S.Geological Survey.
- Basma, A.A. y Kallas, N. (2004). Modeling soil collapse by artificial neural networks. *Geotechnical and Geological Engineering*, 22, 427–438.
- Benito B., Cabañas, L. (1999a). Caracterización del movimiento del suelo en Ingeniería Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 49-79.
- Benito B., Jiménez, M.E. (1999b). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*, 1999, 11, 13-47.
- Benito, B., Cepeda, J., Martínez-Díaz, J.J. (2004). Analysis of the spatial and temporal distribution of the 2001 earthquakes, en Rose, W.I., et al., eds., *Recent work on natural hazards mitigation in El Salvador: Geological Society of America Special Paper 375*, vol. 375. Boulder, pp. 339–356.

Benito, B., Pullinger, C., Hernández, D., Cepeda, J., Hasbún, P. (2005). Caracterización del Movimiento del Suelo y sus Efectos en la Infraestructura durante los Terremotos del 2001 en El Salvador. Publicación de la Universidad Centroamericana Simeón Cañas (UCA), 120 pp. ISBN 99923-868-00.

Benito, B., Lindholm, C., Camacho, E., Climent, A., Marroquín, G.; Molina, E., Rojas, W., Segura, J., Talavera, E. (2008). A new evaluation of seismic hazard for the Central America region in the frame of the RESIS II Project. Proceedings: the 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 2008, Beijing (China).

Bernknopf, R.L., Campbell, R.H., Brookshire, D.S., Shapiro, C.D. (1988). A probabilistic approach to landslide hazard mapping in Cincinnati, Ohio, with applications for economic evaluation. Bulletin American Association of Engineering Geologists 25 (1), 39-56.

Bernreuter, D.L. (1992). Determining the Controlling Earthquake from Probabilistic Hazard for the Proposed Appendix B. Lawrence Livermore National Laboratory. Report UCRL-JC-111964, Livermore, California.

Berz, G.A. (1999). Catastrophes and climate change: concerns and posible countermeasures of the insurance industry. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change 4, 283-293.

Binaghi, E., Luzi, L., Madella, P. (1998). Slope instability zonation: a comparison between certainty factor and fuzzy Dempster-Shafer approaches

Bolt, B.A., (1981). Terremotos. Ed. Reverté, S. A., Barcelona, Bogotá, Buenos Aires, Caracas, México, Río de Janeiro, p. 266.

Boomer, J.J. y Martínez-Pereira, A. (1996). The prediction of strong-motion duration for engineering desing. 11th Worl Conference on Earthquake Engineering., paper No 84, pp 8.

Bommer J.J., Hernández, D.A., Navarrete, J.A., Salazar, W.M. (1996). Seismic hazard assessments for El Salvador. Geofísica Internacional, 35, 227-244.

Bommer, J.J., Rolo, R., Méndez, P. (1998). Propiedades mecánicas de las Tierras Blancas y las inestabilidades de Taludes: Revista ASIA, no.128, pp. 15-21.

Bommer J.J. y Rodríguez C.E. (2002). Earthquake-induced landslides in Central America. Engineering Geology 63, 189-220.

Bommer J.J., Benito, B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjivar, M., Madariaga. R., Mankelow, J., Méndez-Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez, C. y Rosa, H. (2002a). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 22, 389-418.

Bommer, J.J., Rolo, R., Mitroulia, A., Berdousis, P. (2002b). Geotechnical properties and seismic slope stability of volcanic soils: 12th European Conference on Earthquake Engineering, Paper 695, 10 p.

Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P., Wright, D.F. (1989). Weights of evidence modeling: a new approach to mapping mineral potential. In Statistical Applications in the Earth

- Sciences. Editado por F.P. Agterberg y G.F. Bonham-Carter. Geological Survey of Canada, Paper 89-9, pp. 171-183.
- Bonham-Carter, G.F. y Reddy R.K.T. (1990). Preliminary results using a forward-chaining inference net with a GIS to map base-metal potential: Application to Snow Lake Greenstone Belt, Manitoba, Canada. In Proceedings International Workshop on Statistical Prediction of Mineral Resources, Wuhan, China, Oct. 20-25.
- Bonham-Carter, G.F. (1994). *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS*. Pergamon, Ottawa, 398 pp.
- Bonham-Carter, G.F. (1995). *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS*: Pergamon, 4th reprint 2002 edition. 414 pp.
- Boore, D.M. (1983). Stochastic simulation of high frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *BSSA*, Vol 73, pp 1865-1894.
- Boore, D.M. (1986). Short period P and S wave radiation from large earthquakes: implications for spectra scaling relations. *BSSA*, Vol 76, pp 43-64.
- Borcherdt, R. D. (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, 10, 617-653.
- Borcherdt R.D., y Wendtworth, C.M. (1995). Strong Motion Generated by the Northridge Earthquake of January 17, 1994: Implications for Seismic Design Coefficients and seismic Zonation, IASPEI conference, Niece.
- Bosque Sendra, J. (1992). *Sistemas de Información Geográfica*. Madrid, Ed. Rialp.
- Brabb, E.E., Pampeyan, E.H., Bonilla, M.G. (1972). Landslide susceptibility in San Mateo County, California. U.S.Geol.Survey Misc.Field Studies, Map MF-360, scale 1:62,500. (reprinted in 1978).
- Brabb, E.E. (1984). Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping, IV International Symposium on Landslides, Vol. 1, Toronto, pp. 307-323.
- Brabb, E. y Harrod, B. (1989). *Landslides. Extent and Economic Significance*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Brabb, E.E., Guzzetti, F., Mark, R. y Simpson, R.W. (1989). The extent of landsliding in northern New Mexico and similar semi-arid regions". En: *Landslide in a semi-arid environment*. Sadler y Morton (Eds). Publications of the Inland Geological Society, vol.2, 163-173 pp.
- Brabb, E.E. (1993). Proposal for world-wide landslide Hazard maps. Proceedings 7th international conference and field workshop on landslides. S. Novosad and P. Wagner (eds.), Balkema, Rotterdam, pp. 15-27.
- Brabb, E.E. (1995). The San Mateo County California GIS project for predicting the consequences of hazardous geologic processes. In: Carrara, A., Guzzetti, F. Eds., *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp. 234-299.
- Brabb, E.E., Graymer, R.W., Jones, D.L. (1998). Geology of the Onshore part of San Mateo County, California, USGS Open-file report 98-137, map scale 1:62.500.

Brabb, E.E., Colgan, J.P., and Best, T.C. (1999). Map showing inventory and regional susceptibility for Holocene debris flows and related fast-moving landslides in the conterminous United States: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2329, scale 1:2.500.000.

Brand, E.W., Styles, K.A., Burnett, A.D. (1982). Geotechnical land use maps for planning in Hong Kong. 4th Congress International Association Engineering Geologists, New Delhi, 1, 145–153.

Brand, E.W. (1988). Special lecture: landslide risk assessment in Hong Kong. 5th International Symposium on Landslides, Lausanne 2, 1059–1074.

Brass, A., Wadge, G., Reading, A.J. (1989). Designing a geographical information system for the prediction of landsliding potential in the West Indies. Proceedings Economic Geology and Geotechnics of Active Tectonic Regions, London, England.

Bracken y Webster (1990). Information technology in Geography and planning. Including principles of GIS. London: Routledge, 444 pp.

Brunsdon, D., Doornkamp, P.G., Fookes, D.K.C., Kelly, J.M.H. (1975). Large scale geomorphology mapping and highway engineering design. Engineering Geology 8, 227-253.

Budnitz, R.J., Apostolakis, G., Boore, D.M., Cluff, L.S., Coppersmith, K.J., Cornell, C.A., Morris, P.A. (1997). Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Senior Seismic Hazard Analysis Committee. United States Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6372 (o NRC (1997b).

Bulut, F., Boynukalin, S., Tarhan, F., Ataoglu, E. (2000). Reliability of landslide isopleth maps. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 58, 2.

Burrough, P. (1986), Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment, Oxford University Press, 194 pp.

Burnett, A.D., Brand, E.W., Styles, K.A. (1985). Terrain classification mapping for a landslide inventory in Hong Kong. 4<sup>th</sup> International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 63–68.

Cabañas, L., Benito, B., Herraiz, M., 1997. An approach to the measurement of the potential structural damage of earthquake ground motion. Earthq. Eng. Struct. Dyn. 26, 79–92.

Campbell, R.H. (1973). Isopleth map of landslide deposits. Point Duma Quadrangle, Los Angeles County, California: an experiment in generalizing and quantifying areal distribution of landslides. US Geological Survey Misc. Field Investigation Map MF-535. USGS, California, USA.

Canutti, P., Casagli, N., Catani, F., Fanti, R. (2000). Hydrogeological hazard and risk in archaeological sites: some case studies in Italy. Journal of Cultural Heritage 1:117-125. Elsevier. Netherlands.

Canutti, P., Casagli, N., Ermini L., Fanti, R., Farina, P. (2004). Landslide activity as a geoinicator in Italy: Significance and new perspectives from remote sensing. Environmental Geology, 45 (7):907-919.

- Carrara, A., Catalano, E., Sorriso, V.M., Reali, C., Merenda, L., Rizzo, V. (1977). Landslide morphometry and typology in two zones, Calabria, Italy. *Int Assoc Eng Geol Bull* 16:8–13.
- Carrara, A., Catalano, E., Sorriso, Valvo M., Reali, C., Ossi, I. (1978). Digital terrain analysis for land evaluation. *Geologia Applicata E Idrigeologia* 13, pp. 69–127
- Carrara, A. (1983). Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology* 15, 403-426.
- Carrara, A. (1988). Drainage and divide networks derived from high-fidelity digital terrain models. En: Chung, C.F. \_Ed., *Quantitative Analysis of Mineral and Energy Resources*. Reidel, Dordrecht, pp. 581–597, \_NATO-ASI Series.
- Carrara, A. (1989). Landslide hazard mapping by statistical methods: a “black box” model approach. En: Siccardi, F. y Bras, R.L., Editors, 1989. *Proc., Int. Workshop on Natural Disasters in European–Mediterranean Countries*, C.D.S, Genova, pp. 205–224.
- Carrara, A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V., Reichenbach, P. (1990). Geographical Information Systems and Multivariate Models in Landslide Hazard Evaluation. *Proceedings VI ICFL - ALPS 90*, Milan, 12 September 1990, 17-28.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 427-445.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. (1992). Uncertainty in assessing landslide hazard and risk, *ITC Journal*, The Netherlands, 2, 172–183.
- Carrara, A., Guzzetti, F. (1995). *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, 353 pp.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F., Reichenbach, P. (1995). GIS technology in mapping landslide hazard. En: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds.), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publisher. The Netherlands, pp. 135-175.
- Carrara, A., Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1998). Current limitations in modeling landslide hazard. En: Buccianti, A., Nardi, G., Potenza, R., (Eds.), *Proceedings of IAMG'98*, pp. 195-203.
- Carrara, A., Crosta, G., Frattini, P. (2003). Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (10): 1125-1142. UK.
- Cebrián J.A. y Mark, D. (1986). Modelos topográficos digitales en Métodos cuantitativos en Geografía: enseñanza, investigación y planeamiento. Madrid, A.G.E., 292-334.
- Cepeda, J.M., Benito, B., Burgos, E.A. (2004). Strong Motion Characteristics of January and February, 2001 Earthquakes in El Salvador. *Revista: GSA Special Paper* 375-25: Natural Hazards in El Salvador, Vol. 75, pp. 405-422.
- CEPAL, Comisión Económica para América Latina y el Caribe. (2001). El terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador. Impacto socioeconómico y ambiental. <http://www.eclac.cl/publicaciones/xml/7/10127/T-SV1.pdf>

Chacón, J., Irigaray, C., Fernández T. (1992). Análisis regional de movimientos de ladera y riesgos derivados mediante sistemas de información geográfica. I Congreso: Los sistemas de información geográfica en la gestión territorial. Asociación Española de Sistemas de Información Geográfica y Territorial, Madrid, 355–360.

Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T. (1993). Methodology for large scale landslide hazard mapping in a G.I.S. In: Wagner, Novosad (ed) Landslides. Seventh international conference and field workshop on landslides, Bratislava, Slovakia. In: Landslides. Balkema, Rotterdam, pp 77–82

Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T. (1996). From the inventory to the risk analysis: Improvements to a large scale GIS method, in J. Chacón, C. Irigaray, and T. Fernández (eds.), Proceedings of 8th International Conference and Field Workshop on Landslides, Balkema, Rotterdam, Holland, pp. 335–342.

Chacón, J. (1999). Riesgos Naturales en el borde suroriental de la depresión de Granada. In Rivas, P and Gomez-Caminero, R. (edt) Ciclos Naturales y Desarrollo Sostenido. Grupo Editorial Universitario, pp. 71-134. Granada, España.

Chacón, J. e Irigaray, C. (1999b) Previsión espacial de movimientos de ladera mediante S.I.G. Los Luis Laín Huerta (ed). “Sistemas de Información Geográfica en los Riesgos Naturales y en el Medio Ambiente”. ITGE, Madrid, 111-123.

Chacón, J. e Irigaray, C. (1999a). Landslides: from hazard identification to mitigation of risks. In Jon Ingleton. (ed). “Natural Disaster Management. A presentation to commemorate the International Decade for Natural Disaster Reduction”. Páginas 61-64. Tudor Rose Holdings Limited, UK, 320 pp.

Chacón, J., El Hamdouni, R., Irigaray, C., Delgado, A., Reyes, E., Fernández, T., García, A.F. , Sanz de Galdeano, C., y Keller, E.A. (2001). Valores de encajamiento de la red fluvial deducidos a partir del estudio de travertinos del valle de Lecrín y curso bajo del Guadalfeo (SO de Sierra Nevada, Granada). In Sanz de galdeano, C., Peláez, A and López, A.C.(eds). La cuenca de Granada: Estructura, Tectónica Activa, Sismicidad, Geomorfología y dataciones existentes. pp 29-39 CSIC- Universidad de Granada, España.

Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T., El Hamdouni, R. (2003). Susceptibilidad a los movimientos de ladera en el sector central de la Cordillera Bética. En F. J. Ayala-Carcedo and J. Corominas (eds). Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG, pp 21-36. Instituto Geológico y Minero de España, pp 83-96. Serie Medio Ambiente, N°4. Madrid, España.

Chacón, J., Irigaray, C., El Hamdouni, R., Fernández, T. (2006). Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. Bulletin Eng. Geology Environmental, 65 (4): 341-411.

Chen, Y., Ling, C., Guendel, F., Kulhanek, O., Juan, L. (2002). Seismic hazard and loss estimation for Central America. Natural Hazards, 25, 161-175.

Chung, C.F. y Moon, W.M. (1991). Combination rules of spatial geoscience data for mineral exploration. Geoinformatics 2, 159-169.

Chung, C. F. y Fabbri, A. G. (1993). The representation of geoscience information for data integration, Nonrenewable Resources 2(2), 122–139.

- Chung, C. F., Fabbri, A. G., van Westen, C. J. (1995), Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation, in A. Carrara and F. Guzzetti (eds.), Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards, Kluwer Publishers, Dordrecht.
- Clerici, A., Perego, S., Tellini, C., Vescovi, P. (2002). A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology* 48, 349–364.
- Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagran, M., Dahle, A., Bungum, H. (1994). Spectral strong motion attenuation in Central America. Technical Report 2:17 from the project Reduction Natural Disasters in Central America, NORSAR.
- Coburn, A. y Spence, R. (1992). Site selection and seismic hazard assessment. *Earthquake Protection*, pp 187-213.
- Cooke, R.U., Doornkamp, J.C. (1974). *Geomorphology in environmental management*. Clarendon Press, Oxford, 413 pp.
- Comité de Emergencia Nacional (COEN) (2001)  
<http://www.gobernacion.gob.sv/eGobierno/SeccionesPrincipales/Direcciones/COEN/>
- COPUT, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports. (1998). Litología, aprovechamiento de rocas industriales y riesgo de deslizamiento en la Comunidad Valenciana. Serie Cartografía Temática, 5. Generalitat Valenciana. 86 p. + CDRom.
- Coral Mocanyo, H.E. (2002). Utilización de métodos experimentales y de simulación numérica para la microzonificación sísmica de áreas urbanizadas en Andorra. Tesis doctoral. Universidad Politénica de Cataluña (UPC), Barcelona, 207 pp.
- Cornell, C.A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 58, No. 5, pp. 1583-1606.
- Corominas, J. (1987). Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera. *Riesgos Geológicos*. IGME, Serie Geología Ambiental, Madrid, pp. 193-201.
- Corominas, J. (1992). Movimientos de ladera: predicción y medidas preventivas. 1er Congreso Iberoamericano sobre Técnicas aplicadas a la Gestión de emergencias para la Reducción de Desastres Naturales, pp. 55-77. Valencia.
- Corominas, J. (1996). The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal* 33, 1059- 1074.
- Corominas, J. y García Yägue, A. (1997). Terminología de los movimientos de ladera. En: Alonso, Corominas, Chacón, Oteo y Pérez (eds). IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol 3, pp. 1051-1072.
- Costa, G., Panza, G., Suhadolc, P. (1992). Zoning of the Italian Region with synthetic seismograms computed with know structural and source information. *Proceedings of the 10th Worl Conference on Earthquake Engineering*, July 19-24, 1992, Madrid.
- Cross, M. (1998). Landslide susceptibility mapping using the Matrix Assessment approach: a Derbyshire case study. In Maund, J.G. & Eddlestonb, M.(eds). *Geohazards in Engineering Geology*. The Geological Society, Engineering Geology Special Publications 15, 247-261.



Crozier, M.J. (1986). *Landslides: causes, consequences, and environment*. Croom Helm. London.

Crozier, M. J. (1995). *Landslide hazard assessment, theme report*. In Bell (Ed.), *Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Balkema, Rotterdam, 1843–1848.

Cruden, D.M. (1991). *A Simple Definition of a Landslide*. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 43, pp. 27-29.

Dai F. C., Lee, C.F., Li, J., Xu, Z. W. (2001). *Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong*, *Environmental Geology*, 40, 381–391.

Dai, F.C., Lee, C.F. (2002). *Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong*. *Geomorphology* 42, 213-228.

Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y. (2002). *Landslide risk assessment and management: an overview*. *Engineering Geology* 64, 65-87.

Dai, F.C., Lee, C.F. (2003). *A spatiotemporal probabilistic modelling of storm-induced shallow landsliding using aerial photographs and logistic regression*. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 527–545.

Dean B.W. y Drake, C.L. (1978). *Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle American Arc*, *J. Geol* 86, 111-128.

Dempster, A.P.A. (1968). *Generalization of Bayesian Inference*. *J. Royal Statistical Soc.*, 1968, vol 30, pp.205-247.

DeGraff, J.V. y Romesburg, H.C. (1980). *Regional landslide-susceptibility assessment for wildland management: a matrix approach*. In Coates D.R. & Vitek.J.D. editors, *Chap. 19*, pp. 401-414.

DeGraff, J.V. y Canuti, P. (1988). *Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practice*. *Bulletin International Association Engineering Geologist*, 38:61-71.

DeGraff, J., Brabb, E.E., King, A.P.(1991). *Landslide Hazard Assessment*. Chapter 10, 32pp. En: *Primer on Natural Hazards Management in Integrated Regional Development Planning*. Department of Regional Development and Environment. General Secretariat. OAS. Washington D.C.

Delgado, J., Peláez, J .A., Tomás, R., Estévez, A., López Casado, C., Doménech, C., Cuenca, A. (2006). *Evaluación de la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos: aplicación a la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante)*. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4), 197-218.

DeMets, C. (2001). *A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc*: *Geophysical Research Letters*, v. 28, p. 4043–4046.

De Shon, H., Schwartz, S., Bilek, S., Dorman, Gonzalez, V., Protti, J., Flueh, E., Dixon, T. (2003). *Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica*. *JGR*, 108, 2491-2294.

- Dewey, J.W. y Suarez, G. (1991). Neotectonics of North America: Boulder Colorado, Geological Society of America, Decade Map 1, 309-321. Seismotectonics of Middle America, in Slemmons, D.B.
- Dhakal, S., Amada, T., Aniya, M. (2000). Databases and Geographic Information Systems for médium scale landslide hazard evaluation an example from typical mountain watershed in Nepal. En: A.E. Bromhead, N. Dixon y M. L. Ibsen (Eds): Landslides in research, theory and practice. Vol. 1, 457-462 pp. Tomas Telford. London.
- Dietrich, E.W., Reiss, R., Hsu, M.-L., Montgomery, D.R. (1995). A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. Hydrological Process 9, 383-400.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M.L. (1996). Landslide recognition. Identification, movements and causes. Wiley, Chichester, England, 251 pp.
- Disasters in European-Mediterranean Countries, Perugia, 27 June-1 July 1989. CNR-US NFS, pp. 427-445.
- Donald A. Singer y Ryoichi Kouda (1999). A Comparison of the Weights-of-Evidence Method and Probabilistic Neural Networks. Natural Resources Research, Volume 8, Number 4. pp 287-298.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J.F., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp. D. (1990). History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: G. Dengo and J.E. Case, Editors, The Caribbean Region, Geological Society of America Books, pp. 339-374.
- Downton, M.W., Pielke, R.A. (2005). How accurate are disaster loss data? the case of U.S. flood damage. Natural Hazards 35 (2), 211-228.
- Doyle, F.J. (1978). Digital terrain models: an overview. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 44 12, pp. 1481-1485.
- Dull, R.A., Southon J.R., Sheets P. (2001). Volcanism, Ecology and Culture: A reassessment of the volcan Ilopango TBJ eruption in the Southern Maya Realm. Latin American Antiquity Vol. 12 Number 1, Society for American Archeology.
- Duman, T.Y., Can, T., Emre, O., Kecer, M., Dogan, A., Ates, S. y Durmaz, S. (2005). Landslide inventory of northwestern Anatolia, Engineering Geology, 77, 99-114.
- Dürr, F. y Stober, G. (1956). Sucesión normal de los Estratos de Metapán (Normal succession of Metapán strata). Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador, Boletín (2), 44-54.
- El Hamdouni, R. (2001). Estudio de movimientos de ladera en la cuenca del río Ízbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes. 429 pp y 10 mapas 1:25.000, Unpublished PhD Thesis. Department of Civil Engineering, University of Granada, Spain.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Sanz de Galdeano, C., Chacón, J. (2003). Susceptibilidad a los movimientos de ladera en el borde S.O. de Sierra Nevada (España): Implicación de la tectónica activa como factor determinante. In F. J. Ayala-Carcedo and J. Corominas (eds). Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG.

pp 21-36. Instituto Geológico y Minero de España, pp 155-168. serie Medio Ambiente, N°4. Madrid. Spain.

Einstein, H. (1988). Special lecture: Landslide risk assessment procedure. Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland, Vol. 2, pp. 1075-1090.

EM-DAT-Emergency Events Disasters Database (2007). The OFDA/CRED International Disaster Database. Web: [www.em-dat.net](http://www.em-dat.net) - Université Catholique de Louvain - Brussels-Belgium.

Ercanoglu, M. y Gokceoglu C. (2003). Landslide Susceptibility Mapping For The South Of Kumluca (West Black Sea Region, Turkey) By Statistical Index Method. International Association for Mathematical Geology.

Ermini, L., Catani, F., Casagli, N. (2005). Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment. *Geomorphology*, 66, 327-343.

Evans G.S., Bent L.A. (2004). The Las Colinas landslide, Santa Tecla: A highly destructive flowslide triggered by the January 13, 2001, El Salvador earthquake, en Rose, E.I., et al., eds., *Natural Hazards in El Salvador: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 375*, pp. 25-37.

Feiznia, S. y Bodaghi, B. (2000). A statistical approach for logical modelling of a landslide hazard zonation in Shahrood drainage basin. En: A.E. Bromhead, N. Dixon y M.L. Ibsen (Eds): *landslides in research, theory and practice*. Vol. 2, 549-552 pp. Tomas Telford. London.

Fernández, T, Irigaray C, Chacón, J. (1997) Aplicación de un Sistema de Información Geográfica a la cartografía, análisis y modelización de movimientos de ladera, Madrid. Spain. *Mapping* n°35, pp 44-49.

Fernández, T. (2001) Cartografía, análisis y modelado de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en macizos rocosos mediante SIG: aplicación a diversos sectores del Sur de la provincia de Granada. 648 pp, 9 maps. Unpublished PhD Thesis. University of Granada, Spain.

Fernández, T., Irigaray, C., El Hamdouni, R., Chacón, J. (2003). Methodology for landslide susceptibility mapping by means of a GIS: Application to the Contraviesa Area (Granada, Spain). En Chacón, J., Corominas, J. (eds.). "Landslides and GIS" Special Issue. *Natural Hazards*. Vol. 30:3, pp 297-308. Kluwer Academic Publisher, Rotterdam, Netherlands.

Fernández-Merodo, J.A., Pastor, M, Mira, P., Tonni, L., Herreros, M.I., González, E., Tamagnini, R. (2004). Modelling of diffuse failure mechanisms of catastrophic landslides. *Computer methods in applied mechanics Engineering*, 193, 2911-2939.

Figueras, S, Goula, X., Coral, H., González, M. (2004). Estudio de movimientos de ladera activados por terremotos en Andorra. *Proceedings 4ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 3-7 febrero de 2004.

Finch, R.C., (1979). Mapa geológico de Honduras, Hoja San Pedro Zacapa, escala 1:50.000: Instituto Geográfico Nacional, Tegucigalpa, Honduras, 1 hoja.

Freeman J.A. y Skapura, D.M. (1991). *Redes neuronales. Algoritmos, aplicaciones y técnicas de programación*. Addison-Wesley/Díaz Santos.

- Fuchs, S., Bründl, M. (2005). Damage Potential and losses resulting from snow Avalanches in settlements of the canton of Grisons, Switzerland. *Natural Hazards* 34, 53-69.
- García, A.F., Zhu, Z., Ku, T.L., Chadwick, O.A., Chacón (2004). An incision wave in the geologic record, Alpujarran Corridor, southern Spain (Almería). *Geomorphology* 60, 37-72.
- García, A.F., Zhu, Z., Ku, T.L., Sanz de Galdeano, C., Chadwick, O.A., Chacón, J. (2003). Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almería). *Geomorphology*, 50, 83–110.
- García-Rodríguez, MJ, Malpica, JA, Benito, B, Díaz, M. (2008a). Susceptibility assessment of Earthquake-Triggered Landslides in El Salvador using Logistic Regression. *Geomorphology*, 95, p. 172–191, doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.001.
- García-Rodríguez, MJ, Malpica, JA, Benito, B, Díaz, M. (2008b). Assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador based on an Artificial Neural Networks (ANN) model. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 13-18 April 2008. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-09822.
- García Rodríguez, M.J., Benito, B., Malpica, J.A., Morillo, MC. (2007). Evaluación de la Peligrosidad a los Deslizamientos en un SIG empleando Técnicas de Regresión Logística (póster). Resúmenes del 3<sup>er</sup> Congreso de Ingeniería Sísmica. Gerona (España), 8-Mayo 2007.
- Geli, L., Bard, P-Y., Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, pp.42-63.
- Godefroy, P. y Humbert, M. (1983). La cartographie des risques naturels lies aux mouvements de terrain et aux seismes. *Hydrogeologie-Geologie de l'Ingenieur* 2, 69–90, (in French).
- Gómez, H. y Kavzoglu, T. (2005). Assessment of shallow landslide susceptibility using artificial neural networks in Jabonosa River Basin, Venezuela. *Engineering Geology*, 78, 11–27.
- González, A. J. (1992). Avalanche risk evaluation at Utica, Colombia, Proc. 1er Simposio Internacional sobre sensores Remotos Y Sistema de informacion geografica (SIG) para el estudio de Riesgos Naturales, Bogota, Colombia, pp. 356–378.
- González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid, Pearson Educación, 715p.
- Gordon, J. y Shortliffe, E.H.(1985). A Method for Managing Evidential Reasoning in a Hierarchical Hypothesis Space. *Artif. Intell.* 26(3): 323-357
- Gorsevski, P.V., Gessler, P.E., Foltz, R.B. (2000). Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Logistic Regression and GIS, 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs. Banff, Alberta, Canada, September 2 - 8, 2000.
- Graham, J. (1984). Methods of stability analysis. En D. Brundsen and D.B. Prior (Editors), *Slope Stability*. John Wiley and sons, 171-215 pp.

- Grases, J. (1994). Terremotos destructores del Caribe 1502-1990. UNESCO-RELACIS, Montevideo, Uruguay.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31 (1-4), 181-216.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Carrara, A. (2000). Comparing landslide maps: a case study in the Upper Tiber River Basin. *Environmental Management* 25, 247–263.
- Güendel, F. y Protti, M. (1998). Sismicidad y sismotectónica de América Central, *Física de la Tierra*, 10, 19-51.
- Gutenberg, B., Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 34, pp.185-188.
- Guzmán Urbina, M.A. y Melara, E. (1996). Propiedades ingenieriles del suelo del Area metropolitana de San Salvador, El Salvador, C.A. *ASIA* 122, 14-22.
- Hair, J.F., Anderson, R.E., Tatham, R.L., Black, W.C. (1998). *Multivariate Data Analysis*, 5th ed. Prentice-Hall, London.
- Hanks, T. y Mcguire, R. (1981). The character of high-frequency strong ground motion. *BSSA*, Vol 62, pp 561-589.
- Hansen, A., 1984. Landslide hazard analysis. En: Brunsdon, D., Prior, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, Wiley & Sons, New York, pp. 523-602.
- Hansen, A. y Franks, C.A.M. (1991). Characterisation and mapping of earthquake triggered landslides for seismic zonation. *Proceed. IV. Int. Conf. Seismic Zonation*, Stanford, California, August 26-29, 1991, 149-195 pp.
- Hansen, A., Franks, C.A.M., Kirk, P.A., Brimicombe, A.J., Tung, F. (1995). Application of GIS to hazard assessment, with particular reference to landslides in Hong Kong. In: Carrara, A., Guzzetti, F. (Eds.), *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp. 135–175.
- Harlow, D.H., y White, R.A. (1985). Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: Evidence for oblique subduction: *Earthquake Notes*, v.55, p. 28.
- Harlow, D.H, White, R.A., Rymer, M.J. y Alvarez, G.S. (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bull. Seim.Soc. Am*, v 83, no 4, 1143-1154.
- Harp, E.L., Wilson, R.C., Wieczorek, G.F. (1981). Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1204-A.
- Harp, E.L. y Wilson, R.C. (1995). Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquake strong-motion records. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 1739–1757.
- Harp, E.L. (2001). Landslide hazards in Honduras triggered by Hurricane Mitch. En: *Proc., 3rd Panamerican Symposium on Landslides*, Cartagena, Colombia.

- Harp, E.L. y Vallance, J. (2001). Landslide hazards in El Salvador triggered by the 13 January 2001 earthquake. U.S. geological Survey report to U.S. Agency for International Development, 6 p.
- Harp, E. L., Castañeda, M., Held, M. D. (2002), Landslides triggered by Hurricane Mitch in Tegucigalpa, Honduras, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-33, 11 p, 1 plate.
- Hart, W.J. y Steen McIntyre, V. (1983). Tierra Blanca Joven Tephra from the AD 260 Eruption of Ilopango Caldera: in Archeology and Volcanism in Central America. University of Texas Press, Austin, Texas, p. 14-34.
- Hartlén, J. y Viberg, L (1988). Evaluation of landslide hazard. En Ch. Bonnard (Ed): 5<sup>th</sup> International Congress on Landslides. Vol. n.2, 1037-1057 pp. Lausanne.
- Hattori, S. (1979). Seismic risk maps in the world (maximum acceleration and maximum particle velocity) (II) – Balkan, Middle East, Southeast Asia, Central America, South America and others. Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 17, 33-96.
- Hays, W.W. (1980). Procedures for estimating earthquakes ground motions. U.S. Geological. Survey. Professional paper 1114, 77 pp.
- Heckerman, D. (1986). Probabilistic interpretation of MYCIN's certainty factors. In: Kanal, L.N., Lemmer, J.F. (Eds.), Uncertainty in Artificial Intelligence. Elsevier, New York, pp. 298–311.
- Higashi, M. y Klir, G.J. (1982). On measures of fuzziness and fuzzy complements. International Journal of General Systems, 8(3), pp. 169-180.
- Höhle, U. (1982). Entropy with respect to plausibility measures. En: Proc. 12 th IEEE Intern. Symp. On Multiple-Valued Logic, pp. 167-169.
- Horn, B.K.P. (1981). Hill-shading and the reflectance map. Proceedings of the IEEE 69, 14–47.
- Humbert, M. (1976). La cartographie en France des zones exposées a des risques liés aux mouvements du sols. Cartes ZERMOS. International Association Engineering Geology Bulletin 16, 80–82, (in French).
- Humbert, M. (1977). La cartographie ZERMOS. Modalités d'établissement des cartes des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol. Bulletin Bureau Recherche Géologique et Mineraire 3, 5-8.
- Huma, I. y Radulescu, D. (1978). Automatic production of thematic maps of slope instability. Bulletin International Association of Engineering Geologist, n° 17, 95-99.
- Hutchinson, J.N. (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. Proc. 271. 5th Int. Symp. on Landslides, Lausanne, Switzerland, Vol. 1, pp. 3-35
- Hutchinson, J.N. (1995). Landslide hazard assessment, keynote paper. In Bell (Ed.), Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Balkema, Rotterdam, 1805–1841.

IAEG/UNESCO (1976): Engineering Geological mapping: a guide to their preparation. Commission on Engineering Geological Maps of the IAEG. Earth Sciences, 15. UNESCO Press.

IAEG Commission on Landslides and other Mass-Movements, Varnes, D.J. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. UNESCO Press, Paris, 63 pp.

IAEG (International Association of Engineering Geology) Commission on Landslides (1990). Suggested nomenclature for landslides. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No. 41, pp.13-16.

Irigaray, C. (1990). Cartografía de riesgos geológicos asociados a movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). Unpublished Post-graduate Thesis. 390 pp. University of Granada.

Irigaray, C. (1995). Movimientos de ladera: inventario, análisis y cartografía de susceptibilidad mediante un Sistema de Información Geográfica. Aplicación a las zonas de Colmenar (Málaga), Rute (Córdoba) y Montefrío (Granada). Tesis doctoral. Universidad de Granada.

Irigaray, C., Fernández, T., El Hamdouni, R. y Chacón, J. (1999). Verification of landslide susceptibility mapping. A case study. Earth Surface Processes and Landforms. 24: 537-544.

Irigaray C., T. Fernández, T., El Hamdouni, R., Chacón, J. (2007). Evaluation and validation of landslide-susceptibility maps obtained by a GIS matrix method: examples from the Betic Cordillera (southern Spain). Natural Hazards 41, 61–79.

Isaaks E.H. y Srivastava R.M. (1989). An introduction to applied geostatistics. Oxford University. New York. 561 pp.

Ives, J.D. y Messerli, B. (1981). Mountain hazards mapping in Nepal. Introduction to an applied Mountain Research project. Mount Research and Develop, v.1, nº3-4, 223-230.

Jade, S. y Sarkar, S. (1993). Statistical models for slope instability classification. Engineering Geology, 36, 1-2, 91-98.

Jibson, R.W. (1993). Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmark's sliding block analysis. Transportation Research Record, no. 1411, pp. 9-17.

Jibson, R.W., Harp, E..L., Michael, J.A. (1998). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: an example from the Los Angeles, California, area. Science for a changing world (USGS).

Jibson, R.W., Harp, E.L., Michael, J.A. (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. Eng. Geol., 58, 271-289.

Jibson, R.W. y A.J. Crone (2001). Observations and recommendations regarding landslide hazards related to the January 13, 2001 M 7.6 El Salvador earthquake. US Geological Survey Open-File Report 01-141.

Jibson, R.W, Crone, A.J., Harp, E.L., Baum, R.L., Major, J.J., Pullinger, C.R., Escobar, C.D., Martínez, M., Smith, M.E. (2004). Landslides triggered by 13 January and 13 February 2001 earthquakes in El Salvador, en Rose, E.I., et al., eds., Natural Hazards in El Salvador: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 375, pp. 69-88.

- Jones, F.O., Embody, D.R., Peterson, W.L. (1961). Landslides along the Columbia River Valley northeastern Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 367, 98 pp.
- Jongmans, D., Pitilakis, K., Demanet, D., Raptakis, D., Riepl, J., Horrent, C., Tsokas, G., Lontzetidis, K, Bard, P.Y. (1998). EURO-SEISTEST: determination of the geological structure of the Volvi Basin and validation of the basin response. Bulletin of the Seismological Society of America, 88, pp. 473-487.
- Juang, C.H., Chen, C.J., Tien, Y.M. (1999). Appraising Cone Penetration Test Based Liquefaction Resistance Evaluation Methods: Artificial Neural Network Approach. Canadian Geotechnical Journal, 36, 443-454.
- Juang, C. H., Chen, C. J., Tang, W. H., Rosowsky, D.V. (2000a). CPT-Based Liquefaction Analysis, Part 1: Determination of Limit State Function. Geotechnique, 50(5), 583-592.
- Juang, C.H., Chen, C.J., Rosowsky, D.V., Tang, W.H. (2000b). CPT-Based Liquefaction Analysis, Part 2: Reliability for Design. Geotechnique, 50(5), 593-599.
- Kavzoglu, T. y Mather, P.M. (2000). Using Feature Selection Techniques to Produce Smaller Neural Networks with Better Generalisation Capabilities. In Proceedings of the IGARSS'2000 (CD-ROM), Hawaii, USA.
- Kavzoglu, T. (2001). An Investigation of the Design and Use of Feed-forward Artificial Neural Networks in the Classification of Remotely Sensed Images, PhD Thesis (Unpublished), The University of Nottingham.
- Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin, 95, 406-421.
- Keefer, D.K. y Wilson, R.C. (1989). Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. En: P.M. Sadler and D.M. Morton, Editors, Landslide in a Semi-Arid Environment with Emphasis on the Inland Valleys of Southern California, Riverside, Calif., Inland Geological Society of Southern California Publications vol. 2, pp. 118-149.
- Kleinbaum, D.G., Kupper, L.L., Muller, K.E., Nizam, A. (1998). Applied regression analysis and other multivariable methods. Thomson Publishing Company.
- Khazai, B. y Sitar, N. (2004). Evaluation of Factors Controlling Earthquake-Induced Landslides Caused by Chi-Chi Earthquake and Comparison with the Northridge and Loma Prieta Events. Engineering Geology, Volume 71, Issues 1-2, 79-95.
- Kienholz, H. (1977). Kombinierte Geomorphologische Gefahrenkarte 1:10.000 von Grindelwald. Geographica Bernensia G4, Geographisches Institut Universität, Bern, Switzerland.
- Kienholz, H. (1978). Maps of geomorphology and natural hazards of Grindelwald, Switzerland, scale 1:10.000. Arctic and Alpine Research 10, 169-184.
- King, J.L. y Turcker B.E. (1984). Dependence of sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.74, No.1, pp 153-165.



- Klir, G.J. (1991). Generalized Information Theory. *Fuzzy Sets and Systems*, 40(1), 33-43.
- Kleinbaum, D.G., Kupper, L.L., Muller, K.E., Nizam, A. 1998. Thomson Publishing Company.
- Kobashi, S. y Suzuki, M. (1988) Hazard index for the judgement of slope stability in the Rokko Mountain region. In: Proc., Interpraevent, 1988, Graz, Austria vol. 1 (1988), pp. 223-233.
- Komac, M. (2006). A landslide susceptibility model using the Analytical Hierarchy Process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia. *Geomorphology*, 74, 17-28
- Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P., Uzuoka, R., Yamamoto, T., Miyajima, M., Pulido, N., Sassa, K., Fukuoka, H., Duran, F. (2002). Las Colinas landslide caused by the January 13, 2001 Off the Coast of El Salvador Earthquake: *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, Vol.2, No.1, pp.1-15.
- Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P., Uzuoka, R., Yamamoto, T., Miyajima, M., Pulido, N., Sassa, K., Fukuoka, H., Duran, F. (2004). Las Colinas landslide: rapid and long-travelling soil flow caused by the January 13, 2001, El Salvador earthquake, en Rose, W.I., et al., eds., *Natural hazards in El Salvador: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper* 375, p.39-53.
- Lan, H.X., Zhou, C.H, Wang, L. J., Zhang, H.Y, Li, R.H. (2004). Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. *The journal of Engineering Geology*, 76(1-2), 109-128.
- Lee, T., Richards, J.A. and Swain, P.H., 1987. Probabilistic and evidential approaches for multisource data analysis. *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing* 25, pp. 283-293.
- Lee, S. y Min, K. (2001). Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. *Environmental Geology* 40, 1095-1113.
- Lee, S., Ryu, J.H., Won, J.S., Park, H.J. (2004). Determination and application of the weights for landslide susceptibility mapping using an artificial neural network. *Engineering Geology*, 71, 289-302.
- Leroi, E. (1996). Landslide hazard-Risk maps at different scales: Objectives, tools and developments. En: Senneset, K., (Ed.), *Landslides-Glissements de terrain. VII. International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway. Balkema, Rotterdam*: pp. 35-51.
- Lindholm, C., Rojas, W., Bungum, H., Dahle, A., Camacho, E., Cowan, H., Laporte, M. (1995). New regional seismic zonation for Central America. *Proceedings, Fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, 11-19 October, Vol. I*, 437-444.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, VOL. 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694, 2006.
- Lucini, P. (1973). The potential landslides forecasting of the Argille Varicolori Scagliose complex in IGM 174 IV SE Map, Saviano di Puglia (Compania). *Geol. Appl. Idrogeol.*, 8:311-316.

- Luzi, L. (1995). GIS for slope stability zonation in the Fabriano area, Central Italy. Unpublished MSc Thesis, ITC Enschede, the Netherlands.
- Luzi, L. y Pergalani, F. (1996). Applications of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 15 (2), 83-94.
- Luzi, L. y Pergalani, F. (1999). Slope instability in static and dynamic conditions for urban planning: the 'Oltre Po Pavese' case history (Regione Lombardia-Italy). *Natural Hazards* 20, pp. 57–82.
- Luzi, L., Pergalani, F. y Terlien M.T.J. (2000). Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Eng. Geol.* 58, 313-336
- Luzi, L. y Fabbri, A.G. (1995). Application of Favourability Modelling to Zoning of Landslide Hazard in the Fabriano Area, Central Italy. 1st Joint European Conference and Exhibition on Geographical Information. The Hague, NL, 398-403 pp.
- Maharaj, R.J. (1993). Landslide processes and landslide susceptibility analysis from an upland watershed – a case study from St. Andrew, Jamaica, West Indies. *Engineering Geology*, 34 (1-2), 53-79.
- Malgot, J. y Mahr, T. (1979). Engineering geological mapping of the West Carpathian landslide areas. *Bulletin International Association of Engineering Geologists*, 19, 116-121.
- Malpica, J. A., Alonso, M. C., Sanz, M. A. (2007). Dempster-Shafer theory applied to image fusion in a Geographic Information Systems: A survey. *Expert Systems with Applications*. v 32(1), pp: 47-55.
- Margottini, C., Molin, D., Serva, L. (1992). Intensity versus ground motion: a new approach using Italian data. *Eng. Geol.* 33, 45– 58.
- McClelland J. y Rumelhart, D. (1986). *Explorations in Parallel distributed processing*, vol. 1 y 2. MIT Press, Cambridge, MA.
- McCulloch, W.S. y Pitts, W.H. (1943). A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *Bulletin of Mathematical Biophysics*, 5:115-133.
- McGuire, R.K. (1976). EQRISK, Evaluation of earthquake risk to site. Open File Report 7667, USGS, USA, 90 pp.
- McGuire, R.K. (2001). Deterministic vs. Probabilistic Earthquake Hazards and Risks. *Soil Dyn. Earthquake Engineering*, Vol. 21, 377-384 pp.
- Mardia, K.V. (1972). *Statistics of directional data*. Academic Press, London.
- Mark, R.K. (1992). Map of debris flow probability, San Mateo County, California, scale 1:62,500, US Geological Survey Miscellaneous Investigation Map, I-1257-M.
- Mark, R.K. y Ellen, S.D. (1995). Statistical and simulation models for mapping debris-flows hazard. In: Carrara, A., Guzzetti, F. Eds., *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, pp. 93–106.

Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, A., Benito, B., Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32 (1), 65-68.

Mayoraz, F., Cornu, T., Vulliet, L. (1996). Using neural network to predict slope movements. *Proc. 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, Norway, pp. 295– 300.

Meijerink, A.M.J. (1988). Data acquisition and data capture through terrain mapping unit. *ITC Journal* 1, 23–44.

Melchiorre, C., Matteucci, M., Azzoni, A., Zanchi, A. (2008). Artificial neural networks and cluster analysis in landslide susceptibility zonation. *Geomorphology*, 94, 379–400.

McClelland J. y Rumelhart, D. (1986). *Explorations in Parallel distributed processing*, vol. 1y 2. MIT Press, Cambridge, MA,

McCullagh, P. y Nelder, J.A. (1989). *Generalized Linear Models*. Chapman & Hall, New York.

McCulloch, W.S. y Pitts, W.H. (1943). A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *Bulletin of Mathematical Biophysics*, 5:115-133.

Miles, S.B. y Keefer, D.K. (1999). Comparison of Permanent Displacement Models for Spatial Seismic Landslide Hazard Analysis: Case Study of the Oakland East Quadrangle, California, U.S. Geological Survey Open-file Report 99-137.

Miles, S.B. y Ho, C.L. (1999). Rigorous landslide hazard zonation using Newmark's method and stochastic ground motion simulation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 18. No. 4, pp. 305-323.

Moore, I.E. y Beven, K.J. (1993). *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*, Chichester, England . New Cork.

Montessus de Ballore, F. (1884). *Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América*, San Salvador, El Salvador.

Mora, S. y Vahrson, W. (1994). Macrozonation Methodology for Landslide Hazard Determination, *Bull. Intl. Ass. Eng. Geology*, 31(1), 49-58 pp.

Morgan, B.W. (1968). *An introduction to Bayesian statistical decision processes*, Prentice Hall, New York p. 116.

Mulder, H.F.H.M. (1991). Assessment of landslide hazard. *Profschrift ter Verkrijging van Graad van Doctor an de Rijkuniversiteit te Utrecht*, University of Utrecht, p. 150.

Murphy, W. y Vita-Finzi, C. (1991). Landslide and seismicity: an application of remote sensing. *Proc. 8th Thematic Conference on Geological remote Sensing (ERIM)*. Denver, Colorado, USA, Vol. 2, 771-784 pp.

NCGIA Core Curriculum. National Center for Geographic Information and Analysis. (1990). University of California Santa Barbara, 3 Vol.

Neaupane, K.M. y Achet, S.H. (2004). Use of backpropagation neural network for landslide monitoring: a case study in the higher Himalaya. *Engineering Geology*, 74, 213–226.

Neuland, H. (1976). A prediction model of landslips. *Catena* 3. 215–230.

- Newman, E.B., Paradis, A.R., Brabb, E.E. (1978). Feasibility and cost of using a computer to prepare landslide susceptibility maps of the San Francisco Bay Region, California. US Geological Survey Bulletin 1443, 29 pp.
- Newmark, N. M. (1965). Effects of Earthquake on Dams and Embankments. *Geotechnique*, vol 15 No. 2, 1965. pp. 139-159.
- Ni, S.H., Lu, P.C., Juang, C.H. (1995). A fuzzy neural network approach to evaluation of slope failure potential. *Journal of microcomputers in Civil Engineering* 11, 59–66.
- Niemann, K.O. y Howes, D.E. (1991). Applicability of digital terrain models for slope stability assessment. *ITC Journal*, 3, 127-137.
- Nieto, A.S. (1989). Mechanical models and geological observations: closing the prediction gap. In: Siccardi, F., Brass, R. Eds. , *International Workshop on Natural Disasters in European–Mediterranean Countries, Perugia, 27 June–1 July 1989*. CNR-US NFS, pp. 145–164.
- Nilsen, T.H. y Brabb, E.E. (1977). Slope stability studies in the San Francisco Bay region, California. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology* 3, 235–243.
- Nilsen, T.H., Wright, R.H., Vlastic, C., Spangle, W.E. (1979). Relative slope stability and land-use planning in the San Francisco Bay region, California. *US Geological Survey Professional Paper* 944, 104 pp.
- Norabuena, E., Dixon, T., Schwartz, S., DeShon, H., Newman, A., Protti, M., Gonzalez, V., Dorman, L., Flueh, E., Lundgren, P., Pollitz, F. y Sampson, D. (2004). Geodetic and seismic constrain on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J.G.R.* Vol. 109, B11403, doi:10.1029/2003JB002931.
- Ohlmacher, G.C. y Davis, J. (2003). Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology* 69, 331–343.
- O'Loughlin, E.M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research* 22 \_5., 794–804.
- Pike, R.J. (1988). The geometric signature: quantifying landslideterrain types from digital elevation models. *Mathematical Geology* 20,5, 491–511.
- Paola, J.D. y Schowengerdt, R.A. (1995). A review and analysis of backpropagation neural networks for classification of remotely-sensed multispectral imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 16, pp. 3033–3058.
- Parker, D.B. (1985). *Learning logic*. Technical report TR-47, Center for Computational Research in Economics and management Science, MIT, Cambridge, MA.
- Peraldo, G., y Montero, W. (1999). *Sismología Histórica de América Central*, Instituto Panamericano de Historia y Geografía, México, 347 pp. IPGH. México.
- Petley, D.N. y Murphy, W. (2000). The development of a landslide hazard assessment scheme for a mountainous area in E. Taiwan. A.E. Bromhead, N. Dixon and M.L. Ibsen (Eds): *Landslide in research, theory and practice*. Vol. 3, 1203-1208 pp. Tomas Telford. London.

Quintero R y Guendell F. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology* 4: 297-319.

Radbruch-Hall, D.H., Edwards, K. , Batson, R.M. (1979). Experimental engineering geological maps of conterminous United States prepared using computer techniques. *Bulletin International Association of Engineering Geologist*, n° 19, 358-363.

Rautela, P. y Lakhera, R.C. (2000). Landslide risk analysis between Giri and Tons rivers in Himachal Himalaya (India). *International Journal Applied Earth Observation GeoInfo*, 2, 153-160.

Refice, A. y Capolongo D. (2002). Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake-induced landslide hazard assessment. *Computers & Geosciences*, 28, 735-749.

Remondo, J. (2001). Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.

Remondo, J., González, A., Díaz de Terán, J.R., Cendrero, A., (2003). Landslide susceptibility models utilising Spatial Data Analysis techniques. A case study from the Lower Deba Valley, Guipúzcoa (Spain). *Natural Hazards* 30 (3), 267-279.

Rengers, N., Soeters, R., van Westen, C.J. (1992). Remote sensing and GIS applied to mountain hazard mapping. *Episodes*, 15, n° 1, 36-45.

Rib, H.T. y Liang, T. (1978). Recognition and identification. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslides analysis and control*. Washington Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy of Sciences, WA, pp. 34–80.

Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 18, pp. 325–346.

Rodríguez, C.E. (2001). Hazard assessment of earthquake-induced landslides on natural slopes. Thesis Doctoral, University of London.

Rojas, W., Cowan, H., Lindholm, C., Dahle, A., Bungum, H. (1993). Regional seismic zonation for Central America: A preliminary model. *NORSAR Tech. Rep. No. 2-12*.

Rojas, R. (1996). *Neural Networks—A Systematic Introduction*. Springer-Verlag, Berlin.

Rolo, R., Bommer, J.J., Houghton, B.F., Vallance, J.W., Berdousis, P., Mavrommati, C., y Murphy, W., (2004). Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastics ash deposits, en Rose, W.I., et al., eds., *Natural hazards in El Salvador*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 375, pp. 55-67.

Rowbotham, D.N., Dudycha, D. (1998). GIS Modelling of regional slope stability in Phewa Tal Watershed, Nepal. *Geomorphology* 26, 151–170.

Rumelhart, D.E., Hinton, G.E., McClelland, J.L. (1988). A general framework for parallel distributed processing. *Explorations in the Microstructure of Cognition*, vol. 1. MIT Press, Cambridge, MA.

- Rymer, M.J., y White, R.A. (1989). Hazards in El Salvador from earthquake-induced landslides, in Brabb, E.E., and Harrod, B.L., eds., *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema, Rotterdam, p. 105-109
- Saaty, T.L., 1990. *Multicriteria Decision Making - The Analytic Hierarchy Process, Volume I*, AHP Series, McGrawHill, New York, NY.
- Saaty, T.L. (1980), *The Analytic Hierarchy Process*, McGraw-Hill, New York, NY.
- Saaty, T.L. (1990). *Multicriteria Decision Making - The Analytic Hierarchy Process, Volume I*, AHP Series, McGrawHill, New York, NY.
- Saaty, T.L. (1994), *Fundamentals of Decision Making and Priority Theory with the Analytic Hierarchy Process*, RWS Publications, Pittsburgh, PA.
- Saaty, T.L., Vargas, G.L. (2001). *Models, Methods, Concepts, and Applications of the Analytic Hierarchy Process*. Kluwer Academic Publisher, Boston. 333 pp.
- Sabetta, F., A. Lucantoni, H. Bungum, and J. J. Bommer (2005). Sensitivity of PSHA results to ground-motion prediction equations and logic-tree weights, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25, 317-329.
- Sabto, M. (1991). Probabilistic modelling applied to landslides in Central Columbia using GIS procedures. Unpublished Thesis, ITC, Enschede, The Netherlands.
- Sánchez-Sesma, F.J. y Campillo, M. (1993). Topographic effects for incident P, SV and Rayleigh waves. *Tectonophysics*, 218, 113-125.
- Santacana, N. (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica: aplicación a la cuenca del río Llobregat. Ph.D.Thesis. Dpt. Ingeniería del Terreno y Cartográfica, UPC, Barcelona, España.
- Santacana, N., Baeza, C., Corominas, J., de Paz, A., Marturiá, J. (2003). A Gis-based multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain). In Chacon, J. and Corominas, J. (eds.) Special issue on Landslides and GIS. *Natural Hazards*, 30:3, 281-295. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands.
- Sapper, K. (1894). Informe sobre la geografía física y la geología de los Estados de Chiapas y Tabasco: Agricultura, Minería e Industria de México, *Boletín* 3, p. 67-97.
- Schenk, V. (1989). Achievements and Probable Trends in Seismic Hazard Assessment. *Tectonophysics*, Vol. 167, pp. 157-169.
- Schmid, R.H. y MacCannel, J. (1955) Basic problems, techniques and theory of isopleth mapping. *Journal Am. Stat. Assoc.* 50 (269), 220-239.
- Schmidt, V., Dhale, A., Bungun, H. (1997). Costa Rican Strong Motion Attenuation Relations. (Relaciones de Atenuación Espectrales para Costa Rica). Publicación NORSAR-CEOREDENAC-UCR. Noruega.
- Schmidt-Thomé, M. (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning: *Geologisches Jahrbuch* 13, 207-208.

- Scott, K.M. (2000). Precipitation-triggered debris-flow at Casita Volcano, Nicaragua: Implications for mitigation strategies in volcanic and tectonically active steepplands. En: Wieczorek, G.F., Naeser, N.D., (Eds.), Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei, pp. 3-13.
- Seed, H.B., Murarka, R., Lysmer, J. (1976). Relationships of Maximum Acceleration, Maximum Velocity, Distance from Source and Local Site Conditions for Moderately Strong Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 66, pp. 1323-1342.
- Shafer, G.A. (1976). Mathematical Theory of Evidence. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Shedlock, K.M. (1999). Seismic hazard map for North and Central America and the Caribbean. Annali di Geofisica 42, 799-997.
- Singer, D.A. y Kouda, R. (1999). A comparison of the weights-of-evidence method and probabilistic neural networks. Natural Resources Research, 8(4), 287-298.
- Singh, S.K., Gutierrez, C., Arboleda, J. (1993). Peligro sísmico en El Salvador. Universidad Autónoma de México (UNAM), México.
- Sitar, N. y Khazai, B. (2001). Characteristics of Seismically Induced Landslides in Recent Earthquakes. In: Kühne, M., Einstein, H. H., Krauter, E., Klapperich, H., Pöttler, R. (eds.), Proc. Int. Conf. Landslides – Causes, Impacts and Countermeasures, Davos, 227–238.
- Shortliffe, E. y Buchanan, B. (1975). A model of inexact reasoning in medicine. Mathematical Biosciences, 23, 351–379.
- Skidmore, A.K., Turner, B.J., Brinkhof, W., Knowles, E. (1997). Performance of a neural network: mapping forests using GIS and remotely sensed data. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 63 (5), 501– 514.
- Soeters, R. y Van Westen, C.J. (1996). Slope instability recognition, analysis, and zonation. En: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation. National Research Council, Washington, D.C., Special report 247, pp. 129-177.
- Sparks, R., Self, S., Walker, G. (1973). Products of Ignimbrite Eruptions. Geology: Vol. 1, No. 3 pp. 115–118.
- Speight, J.G. (1977). Landform pattern description from aerial photographs. Photogrammetry 32, 161–182.
- Spiker, E.C. y Gori, P.L. (2000). National Landslide Hazards Mitigation Strategy: a framework for loss reduction. Open-file report 00-450, 49 pp. Department of Interior, U.S.G.S. USA.
- Spiker, E.C. y Gori, P.L. (2003). National Landslide Hazards Mitigation Strategy: A framework for loss reduction. USGS Circular 1244, 56 p. U.S. Department of Interior, U.S.G.S. Reston, Virginia, USA.
- Spiker, E.C. y Gori, P.L. (2003b). National Landslide Hazards Mitigation Strategy: A framework for loss reduction. USGS Circular 1244, 56 p. U.S. Department of Interior, U.S.G.S. Reston, Virginia, USA.

- Stakenborg, J.H.T. (1986). Digitizing alpine morphology. A digital terrain model based on a geomorphological map for computer-assisted applied mapping. *ITC-Journal* 4, 299-306.
- Suárez Díaz, J. (1998). Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Universidad Industrial de Santander, Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Bucaramanga-Colombia, 548pp.
- Suhadolc, P., 1990. Fault-plane solutions and seismicity around the EGT southern segment. R Freeman and St. Müller (eds.), Sixth EGT Workshop: Data Compilations and Synoptic Interpretation, European Science Foundation, Strabourg, pp 371-382.
- Swets, J. A. y Pickett, R. M. (1982). Evaluation of diagnostic systems. Methods from signal detection theory. New York: Academic Press.
- Swets, J.A. (1986). Form of empirical ROCs in discrimination and diagnostic tasks. 99: 181-198.
- Swets, J.A. (1988). Measuring the accuracy of diagnostic systems. *Science* 240, 1285-1293.
- Tangestani, M.H. y Moore, F. (2002). The use of Dempster-Shafer model and GIS in integration of geoscientific data for porphyry copper potential mapping, north of Shahr-e-Babak, Iran. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 4, 65-74.
- Tanner J., y Shedlock, K.M. (2004). Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean, and Central and South America, *Tectonophysics* 390, 159-175.
- Taylor Castillo, W., Santos Lopez, P., Dahle, A., Bungum, H. (1992). Digitalización of strong motion data and estimation of PGA attenuation. Norsar Technical Report 2-4.
- Thurston, N. y Degg, M. (2000). Transferability and Terrain reconstruction within a GIS Landslide Hazard Mapping Model: Derbyshire Peak District. A. E. BromheadN. Dixon and M.L. Ibsen (ed): *Landslides in research, theory and practice*. Vol. 3, 961-968 pp, Tomas Telford. London.
- Trifunac, M.D., Lee, V.W., Anderson, J.G. (1987). Methods for Introduction of Geologic Data into Characterization of Active Faults and Seismicity and Upgrading of the URS Technique. Report NUREG/CR, Vol. 2, Nuclear Regulatory Commission, Washington DC.
- Tsige, M., García-Flórez, I., Capote, R., Mateos, R.M. (2008). Los grandes deslizamientos inducidos por los terremotos de El Salvador del 2001: Control litológico y estructural. *Geotemas* 10. Sociedad Geológica de España. ISSN: 1567-5172.
- Turner, A.K. y Schuster, R.L. (1995). Landslides, investigation and mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, WA, 673 pp.
- Turner, K. y Jayaprakash, G. (1996). Introduction. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, Special Report, vol. 247. National Academic Press, Washington, DC, pp. 3- 12.
- UNDRO (United Nations Disaster Relief Coordinator Office (1991). *Mitigating Natural Disasters. Phenomena, Effects and Options*. United Nations, New York, 164 pp.
- Upton, Graham J.G. y Fingleton, B. (1989). *Spatial data analysis by example*. John Wiley & Sons, Chichester.



U.S. Nuclear Regulatory Commission (US NRC, 1990). (1990). Standard Review Plan. Office of Nuclear Reactor Regulation, NUREG-0800, Rev 2, 2.5.2.Vibratory Ground Motion, 15 p.

Valadão, P., Gaspar, J.L., Queiroz, G., Ferreira, T. (2002) - Landslides density map of S. Miguel island, Azores archipelago. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol.2, nº1/2, 51-56.

Van Den Eeckhaut, M., Vanwalleghem, T., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., Vandekerckhove, L. (2006). Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: a case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology* 76, 392–410.

Van Westen, C.J. (1993). Application of Geographical Information System to landslide hazard zonation. ITC Publication no. 15, ITC, Enschede, The Netherlands, 245 pp.

Van Westen C.J. (1994). GIS in landslide hazard zonation: a review, with example from the Andes of Colombia. In: Price MF, Heywood DI (eds) *Mountain environments & geographic information systems*. Taylor & Francis Ltd, Great Britain, pp 135–165.

van Westen, C.J. y Terlien, M.T.J. (1996) . An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS : a case study from Manizales, Colombia. In: *Earth surface processes and landforms the journal of the British geomorphological research group*, 21 (1996)9, pp. 853-868.

Van Westen, C.J. (1997). Statistical landslide hazard analysis. ILWIS 2.1 for Windows application guide. ITC Publication, Enschede, 73-84.

Van Westen, C.J. (2000). The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics*, 21, 241-255.

Van Westen, C.J. (2004). Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments. En: Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, S., Sayão, A. (Eds.), *Landslides: Evaluation and Stabilization*, vol. 1, pp. 39-56.

Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: *Landslide analysis and control*, edited by Schuster, R. L. and Krizek, R. J., Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, New York, 176, 12–33.

Varnes, D.J. (1984). *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.

Verstappen, H.T. (1983). *Applied Geomorphology: Geomorphological Survey for Environmental Development*. Elsevier, Amsterdam.

Vidale, J.E. y HelMBERGER, D.V. (1988). Elastic finite difference of the 1971 San Fernando earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.78, No. 1, pp.122-141.

Ward, T. J., Ruh-Ming, Li, Simons, D.B. (1982). Mapping landslide hazards in forest watershed. *Journal of Geotechnical Engineering Division, Proc. of the American Society of Civil Engineers*, vol. 108 n. GT2, 319-324.

Weber, H.S., Wiesemann, G., Lorenz, W., Schmidt-Thome, M. (1978). *Mapa Geológico de la República de El Salvador/América Central*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, Germany, escala 1:100.000, 6 hojas.

- Weber, H.S. (1979). On the lithology and stratigraphy of the Estratos de Metapán in the Republic of El Salvador, Central America.- *Geol. Jb. B* 37: 31-54.
- Werbos, P. (1974). *Beyond Regression: New Tools for Prediction and Analysis in the Behavioral Sciences*. Tesis doctoral, Harvard Cambridge, MA.
- White, R., (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. *Geological Soc. Am., Decade Map Volume I*, 1991, Chapter 18.
- White, R.A. y Harlow, D.H. (1993). Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.83, p.1115-1142.
- White, R. A., J. P. Ligorria, Cifuentes, I.L. (2004). Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526–2000, in *GSA Special Paper 375: Natural Hazards in El Salvador*, 379-396.
- Wieczorek, G.F., 1996. Landslide triggering mechanisms. En: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report, vol. 247. National Academy Press, Washington, D.C., pp. 76–90.
- Wieczorek, G.F., Mandrone, G., DeCola, L. (1997). The influence of hillslope shape on debris-flow initiation. En: Chen, C.L. (Ed.) *Debrisflow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. American Society of Civil Engineers, New York, pp. 21–31.
- Wiesemann, G. (1975). Remarks on the geologic structure of the Republic of El Salvador. *Mitt. Geol.-Palaeontol. Inst. Univ. Hamburg*, 44, 557-574.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K. (1985). Predicting aerial limits of earthquake-induced landsliding. In, J.I. Ziony (ed.), *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region - An Earth-Science perspective*, USGS Professional paper 1360, pp. 316-345.
- Wilson, R.C. (1993). Relation of Arias intensity to magnitude and distance in California: U.S. Geological Survey Open-File Report 93-556, 42 p.
- Woo, G. (1996). Kernel estimation methods for seismic hazard area source modeling. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol 86, n° 2, p 353-362.
- WP/WLI – International Geotechnical societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory. (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide, *International Association Engineering Geology Bulletin*, 47, 53–57.
- Wright, D.F. y Bonham-Carter, G.F. (1996). VHMS favourability mapping with GIS-based integration models, Chisel Lake-Anderson Lake area, en : Bonham-Carter, Galley, and Hall (eds.): *EXTECH: A multidisciplinary approach to massive sulfide research in the Rusty Lake-Snow Lake greenstone belts, Manitoba*. Geological Survey of Canada, Bulletin 426: 339-376.
- Yager, R. (1983). Entropy and specificity in a mathematical theory of evidence. *International Journal of General Systems* 9(4), pp. 249-260.
- Yalcin, A. y Bulut, F. (2007). Landslide susceptibility mapping using GIS and digital photogrammetric techniques: a case study from Ardesen (NE-Turkey). *Natural Hazards*, 41, 201–226.

Yen, J. (1990). Generalizing the Dempster–Shafer theory to fuzzy sets, *IEEE Trans. Syst. Man Cyber*, 20, 559–570.

Yesilnacar, E. y Topal, T. (2005). Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology*, 79, 251-266.

Yin, K.L. y Yang, T.Z. (1988). Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed Rocks. *Proceed. 5th Int. Symposium Landslides, Lausanne, v.2*, 1269-1272 pp.

Zadeh, L. A. (1965). Fuzzy sets. *Information and Control*, 8 (3), pp. 338-353.

Zêzere, J.L. (2002). Landslide susceptibility assessment considering landslide typology. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2 (1-2), 73-82.

Zêzere, J.A., Ferreira, A.B., Vieira, G., Reis, E., Rodrigues, M.L. (2000). The use of bayesian probability for landslide susceptibility evaluation. A case study in the area north of Lisbon (Portugal). En: A.E. Bromhead, N. Dixon and M.L. Ibsen (Eds): *Landslides in research, theory and practice*. Vol. 3, 1635-1640 pp. Tomas Telford. London.

Zhou, W. (1999). Verification of the nonparametric characteristics of backpropagation neural networks for image classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 37, 771– 779.

Zweig, M.H., Campbell, G. (1993) Receiver-operating characteristic (ROC) plots: a fundamental evaluation tool in clinical medicine. *Clinical Chemistry*, 39, 561-577.