

**EVALUACIÓN DE RIESGO DE MOVIMIENTOS EN MASA EN LA SUBCUENCA DEL  
RÍO CARAMACATE (ESTADO ARAGUA) A TRAVÉS DE UN ANÁLISIS TEMPORAL  
MULTIVARIADO**

María Corina Pineda Socorro

Comisión de estudios de Postgrado  
Postgrado en Ciencia del Suelo  
Facultad de Agronomía  
Universidad Central de Venezuela  
Maracay 2012

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO COMO REQUISITO PARA OPTAR AL TITULO DE  
DOCTOR EN CIENCIA DEL SUELO

COMITÉ CONSEJERO

Jesus Viloría Rendon  
(Tutor)

Jose Antonio Martinez  
(Asesor)





**A LOS QUE CREYERON Y A LOS QUE NO,  
AMBOS ME HAN FORTALECIDO**

## **RECONOCIMIENTO**

Se reconoce el apoyo financiero concedido por: el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela, para el desarrollo de esta investigación a través del proyecto PI 01-6244-2008/2, titulado “Determinación de áreas susceptibles a movimientos en masa y erosión laminar en unidades de paisaje de la subcuenca del río Caramacate, localizada en la Cuenca del río Caramacate”, del proyecto LOCTI titulado “Sistema de información geográfica de la cuenca alta del río Guárico” y al Departament de Medi Ambient y Ciències de Sòl de la Universitat de Lleida.

## AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que han contribuido de una u otra forma con el desarrollo de este documento. He compartido con ellos, momentos malos, buenos, críticas y sugerencias. Momentos que me han hecho dudar, que me han llevado a cambios de pensamientos y han fortalecido otros. Sin embargo al realizar el balance de estos momentos el resultado es positivo porque permitieron, permiten y permitirán la evolución del pensamiento en busca del saber.

Agradezco el apoyo del Profesor Graciano Elizalde, con el cual me inicié en esta área de la ciencia; al Profesor Jesús Vilorio, por los roles que ha cumplido y ha tenido que cumplir en mi trayectoria profesional y personal. Al Profesor José Antonio Martínez por estar siempre allí, con una respuesta a la mano y un apoyo oportuno, mi tutor putativo y amigo. Al Profesor Ildefonso Pla Sentís (UDL), al Dr. Francisco Javier Fonseca Salcedo (IRTA) y a los Profesores Oscar Silva y Marelia Puche, por sus sugerencias, correcciones y retos, y por las muchas veces que tuvieron que llevarme de la mano.

A mi compañero de doctorado, campo y mayor retador de pensamientos Ángel Valera, amigo incondicional; a mis compañeros de Postgrado Jonathan Ochoa y Gabriel Machado por ser tan especiales; a mis compañeros de pasantía que se convirtieron en personas entrañables y parte de mi vida Dra. Silvana Nacci, Ing. Silvia Espinal Ugget y Dr. Humberto Dalurzo.

A mis caceras y amigas Sra. Carmen García (Lleida, España), Sra. Valdeche (Rio de Janeiro, Brasil) y Sra. Jacqueline Saddy Ugueto (Maracay, Venezuela), por su paciencia y apoyo incondicional para el término de las pasantías de investigación y capítulos de tesis.

A las profesoras Catalina Ramís (Coordinadora de investigación de la Facultad de Agronomía) y Nereida Delgado (Directora de Postgrado), al profesor Félix Tapia (CDCH-UCV) y al Lic. Henry Rodríguez Briseño, Gerente de Financiamiento /Formación de Talentos del FONACIT, por su apoyo para la realización de las pasantías de investigación que complementaron este estudio.

Al Profesor José Antonio Teixeira (Universidad Federal de Rio de Janeiro), por su apoyo y confianza para la realización de mi pasantía de investigación.

A los técnicos Sr. Mauro Jiménez y Sra. Ana Torres, por su oportuno cuestionamiento y ejemplo de querer hacer las cosas bien.

A mi familia, amigos y compañeros de vida que soportaron mis alti bajos y a quienes les he dedicado poco tiempo.....entre ellos el Ing. Aitor Achutegui, por su tiempo, dedicación, apoyo y amistad.

## RESUMEN

Las zonas montañosas venezolanas presentan una gran susceptibilidad a movimientos en masa, los cuales resultan de la acción conjunta y compleja de diferentes factores, tanto ambientales como humanos, que controlan su dinámica. En este estudio se propone la identificación de los factores que influyen sobre los movimientos en masa en un sector de la Cordillera de la Costa de Venezuela, considerando que este tipo de fenómeno forma parte de los procesos que contribuyen al modelado del paisaje y a la variabilidad espacial del suelo. Cada factor considerado ha sido analizado a través de un conjunto de variables representadas espacialmente como un continuo, en forma de una grilla de celdas de igual tamaño. Esto permite modelar los cambios abruptos y graduales que ocurren a lo largo del paisaje y realizar evaluaciones cuantitativas. La susceptibilidad a los deslizamientos se evaluó con base en cicatrices de erosión identificadas en imágenes de percepción remota de 1941, 1971, 1992 y 2008. Dado que la relación entre esta susceptibilidad y los factores que la determinan no es lineal su análisis se basó en modelos de regresión logística. Los modelos obtenidos permitieron identificar las variables condicionantes y activadoras de los deslizamientos y su distribución espacial. Para evaluar el riesgo de deslizamientos se utilizaron datos de precipitación del período 1958 – 2000 y el modelo SOMORE. Esto permitió determinar probabilidades de ocurrencia de los eventos: humedad total de suelo (HTS) mayor que contenido de agua a saturación (SAT) y humedad total de suelo (HTS) mayor que capacidad de campo (CC), tomando en cuenta los factores clima, suelo y tiempo. La mayor probabilidad de ambos eventos, se presentó en el periodo húmedo (mayo-octubre), particularmente en julio. La probabilidad más alta de la condición HTS>SAT se presentó en las áreas altamente susceptibles de la formación geológica Metalavas de El Carmen (23%), mientras que las probabilidades más altas de la condición HTS>CC se presentaron en las áreas altamente susceptibles de las formaciones geológicas consideradas (>50%). En las Metatobas de El Chino-El Caño, los factores más influyentes sobre los deslizamientos fueron el relieve y la cobertura vegetal. Aquí las condiciones del suelo favorecen el movimiento del agua a través del perfil y la ocurrencia de deslizamientos más profundos. En cambio, en la formación Metalavas de El Carmen, el relieve, la cobertura y el material parental presentaron la mayor influencia. En estos suelos, la presencia de un horizonte C con muy baja conductividad hidráulica provoca la sobresaturación de las capas superficiales y favorece su deslizamiento. Se concluye que en el área de estudio existen distintos mecanismos de activación de los deslizamientos y que estos cambian con el pasar del tiempo.



## ABSTRACT

The Venezuelan highlands have a large susceptibility to mass movements, which result from the joint action of different and complex factors, both environmental and human, that control their dynamics. This study proposes the identification of factors that influence mass movements in a sector of the Cordillera de la Costa of Venezuela, considering that this type of phenomenon is part of the processes that contribute to the landscape modelling and the spatial variability of soil properties. Each factor considered was analyzed through a set of variables, spatially modelled as a continuum represented by a grid of cells of equal size. This allows modelling the abrupt and gradual changes that occur throughout the landscape and performing quantitative assessments. The landslide susceptibility was evaluated based on erosion scars identified on remote-sensing images from 1941, 1971, 1992 and 2008. Since the relationship between the landslide susceptibility and its determining factors is non-linear, the analysis was based on logistic regression models. The models obtained allowed the identification of both the conditioning and activating variables of landslides and their spatial distribution. To assess the risk of landslide, rainfall data from 1958 to 2000 and the SOMORE model were used. This allowed to determine probabilities of occurrence of the events: total soil moisture (HTS) greater than water content at saturation (SAT) and total soil moisture (HTS) greater than field capacity (CC), taking into account climate, soil and time. The highest probability of both events occurred in the wet season (May-October), particularly in July. The highest probability of the condition  $HTS > SAT$  occurred in the highly-susceptible areas of the geological formation Metalavas de El Carmen (23%), whereas the highest probability of  $HTS > CC$  appeared in the highly-susceptible areas of the two geological formations compared (> 50%). In the Metatobas de El Chino-El Caño, the most influential factors on landslides were the relief and the vegetation cover. Here soil conditions contribute to the movement of water through the soil profile and landslides are deeper. Conversely, in the Metalavas of El Carmen, relief, parent material and vegetation cover had the most influence. In this soils, the presence of a C horizon with very low hydraulic conductivity produces an over saturation of the surface soil and facilitates its sliding. It is concluded that in the study area there are different mechanisms of activation of landslides and these mechanisms change over time.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 OBJETIVO GENERAL .....</b>	<b>4</b>
<b>1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS .....</b>	<b>4</b>
<b>2. ESTUDIOS SOBRE MOVIMIENTOS EN MASA EN VENEZUELA. ....</b>	<b>7</b>
<b>2.1. RESUMEN.....</b>	<b>7</b>
<b>2.2. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>7</b>
<b>2.3. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN VENEZUELA .....</b>	<b>8</b>
2.3.1. Variables utilizadas en la evaluación de movimientos en masa en Venezuela. ....	10
2.3.2. Trabajos realizados en la Cordillera de La Costa relacionados con el evento ocurrido en Venezuela en 1999. ....	12
2.3.3. Trabajos realizados en la Cordillera de los Andes .....	14
<b>2.4. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>15</b>
<b>2.5. CONSIDERACIONES FINALES .....</b>	<b>16</b>
<b>3. METODOLOGÍAS DE ANÁLISIS, CLASIFICACIÓN Y MODELIZACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN EL AMBITO INTERNACIONAL. ....</b>	<b>18</b>
<b>3.1. RESUMEN.....</b>	<b>18</b>
<b>3.2. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>18</b>
<b>3.3. PROCESO NATURAL O PROVOCADO POR EL HOMBRE .....</b>	<b>19</b>
<b>3.4. POSIBLES CAUSAS Y MECANISMOS .....</b>	<b>20</b>
3.4.1. Factores condicionantes .....	21
3.4.2. Factores activadores.....	22
<b>3.5. CLASIFICACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA .....</b>	<b>23</b>
<b>3.6. IDENTIFICACIÓN Y CARTOGRAFIA .....</b>	<b>27</b>
<b>3.7. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA .....</b>	<b>29</b>
3.7.1. Evaluación de la Susceptibilidad a los movimientos en masa. ....	29
3.7.2. Evaluación del riesgo de movimientos en masa .....	31
<b>3.8. MODELIZACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA .....</b>	<b>32</b>
<b>3.9. CONSIDERACIONES FINALES .....</b>	<b>35</b>
<b>4. MARCO METODOLOGICO .....</b>	<b>36</b>
<b>4.1. Descripción de la cuenca del río Caramacate.....</b>	<b>38</b>
4.1.1. Área piloto .....	42
4.1.2. Áreas de muestreo .....	43

<b>4.2. Establecimiento del efecto del cambio del factor cobertura y uso de la tierra sobre el desencadenamiento de los movimientos en masa:</b> .....	<b>45</b>
<b>4.3. Identificación de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento:</b> .....	<b>45</b>
<b>4.4. Caracterización y determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación:</b> ....	<b>47</b>
<b>4.5. Establecimiento de las relaciones existentes entre los deslizamientos y los variables de suelo-paisaje:</b> .....	<b>48</b>
4.5.1. Deslizamientos -paisaje.....	48
4.5.2. Deslizamientos-suelo .....	48
4.5.2.1. Diseño del Muestreo .....	49
4.5.2.2. Determinaciones realizadas a las muestras .....	49
4.5.2.2.1. Determinaciones químicas .....	49
4.5.2.2.2. Determinaciones físicas .....	50
4.5.2.3. Análisis exploratorio para la selección de variables muestreadas.....	51
<b>5. EVALUACIÓN DE LOS CAMBIOS DE COBERTURA VEGETAL Y SU INCIDENCIA SOBRE LA OCURRENCIA Y SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS.</b> .....	<b>53</b>
<b>5.1 RESUMEN</b> .....	<b>53</b>
<b>5.2. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>53</b>
<b>5.3. PROCEDIMIENTO</b> .....	<b>58</b>
<b>5.3.1. Colección de imágenes, procesamiento y análisis</b> .....	<b>58</b>
5.3.1.1. Imágenes: .....	58
5.3.1.2. Preprocesamiento de las imágenes.....	60
5.3.1.2.1. Corrección radiométrica.....	60
5.3.1.2.2. Cálculo el índice de normalización topográfica.....	60
5.3.1.2.3. Calculó el índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada.....	61
<b>5.3.2. Comparación entre los valores de NDVI y mapas de cobertura vegetal existentes.</b> .....	<b>62</b>
<b>5.3.3. Evaluación de los cambios en cobertura vegetal a través del NDVI</b> .....	<b>63</b>
<b>5.3.4. Relaciones entre los cambios de cobertura vegetal evaluados a través del NDVI y la susceptibilidad a los deslizamientos.</b> .....	<b>63</b>
<b>5.3.5. Relaciones entre los valores de NDVI y los puntos de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento.</b> .....	<b>64</b>
<b>5.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	<b>64</b>
<b>5.4.1. Relación entre la cobertura vegetal y los valores del NDVI.</b> .....	<b>64</b>
<b>5.4.2. Evaluación de los cambios a través del uso del NDVI.</b> .....	<b>69</b>
<b>5.4.3. Relaciones entre los cambios de cobertura evaluados a través del NDVI y la susceptibilidad a los deslizamientos</b> .....	<b>70</b>

<b>5.4.4. Relaciones entre los valores de NDVI y los puntos de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento.</b> .....	<b>74</b>
<b>5.5. CONSIDERACIONES FINALES</b> .....	<b>76</b>
<b>6. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE LA CUENCA DEL RIO CARAMACATE Y SU RELACIÓN CON LA OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS</b> .....	<b>77</b>
<b>6.1. RESUMEN</b> .....	<b>77</b>
<b>6.2. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>77</b>
<b>6.2.1. Antecedentes</b> .....	<b>78</b>
<b>6.3. PROCEDIMIENTO</b> .....	<b>81</b>
<b>6.3.1. Análisis morfométrico</b> .....	<b>81</b>
6.3.1.1. Delimitación de Subcuencas. ....	81
6.3.1.2. Parametrización de variables geomorfológicas a partir de la red de drenaje y MDE. ....	82
6.3.1.3. Determinaciones realizadas con los parámetros morfométricos secundarios o calculados. ....	82
6.3.1.4. Parametrización de variables geomorfológicas a partir del MDE, .....	83
6.3.1.5. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas. ....	83
6.3.1.6. Determinación del índice de densidad de deslizamientos. ....	84
6.3.1.7. Análisis estadístico.....	85
<b>6.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	<b>85</b>
<b>6.4.1. Delimitación de Subcuencas y caracterización de variables geomorfológicas</b> .....	<b>85</b>
<b>6.4.2. Determinaciones realizadas con los parámetros morfométricos secundarios o calculados.</b> ....	<b>86</b>
<b>6.4.3. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas</b> .....	<b>88</b>
<b>6.4.4. Determinación del índice de densidad de deslizamientos.</b> .....	<b>88</b>
<b>6.4.5. Análisis estadístico</b> .....	<b>89</b>
6.4.5.1. IDup vs variables geomorfológicas por subcuenca .....	89
6.4.5.2. Número de cicatrices localizadas a menos de 50m de los canales primarios y secundarios vs variables geomorfológicas por subcuenca .....	90
<b>6.4.6. Evaluación de las variables geomorfológicas relacionadas con puntos de cicatriz de deslizamiento o no, para cada año.</b> .....	<b>93</b>
<b>6.5. CONSIDERACIONES FINALES</b> .....	<b>101</b>
<b>7. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS</b> .....	<b>102</b>
<b>7.1. RESUMEN</b> .....	<b>102</b>
<b>7.2. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>102</b>
<b>7.3. PROCEDIMIENTO</b> .....	<b>104</b>
<b>7.3.1. Adecuación de información cartográfica.</b> .....	<b>104</b>
<b>7.3.2. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas.</b> .....	<b>104</b>

<b>7.3.3. Generación de los factores activadores o condicionantes de los deslizamientos.....</b>	<b>105</b>
<b>7.3.4. Relaciones, entre los factores activadores y condicionantes de los deslizamientos, y mapas de áreas de ocurrencia o no ocurrencia de deslizamientos.....</b>	<b>106</b>
<b>7.3.5. Validación del modelo generado.....</b>	<b>107</b>
<b>7.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</b>	<b>108</b>
<b>7.4.1. Inventario de Cicatrices de deslizamientos.....</b>	<b>108</b>
<b>7.4.2. Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos.....</b>	<b>109</b>
7.4.2.1 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos de la formación Metalavas de El Carmen.....	110
7.4.2.2 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos de la formación Metatobas de El Chino y El Caño.....	112
7.4.2.3 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos en el área de estudio. ....	114
<b>7.4.3. Validación del modelo generado.....</b>	<b>115</b>
<b>7.5. CONSIDERACIONES FINALES .....</b>	<b>116</b>
<b>8. CARACTERIZACIÓN Y ESPACIALIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN LA SUBCUENCA DEL RÍO CARAMACATE.....</b>	<b>118</b>
<b>8.1. RESUMEN.....</b>	<b>118</b>
<b>8.2. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>118</b>
<b>8.3. PROCEDIMIENTO .....</b>	<b>127</b>
<b>8.3.1. Recopilación de información básica .....</b>	<b>127</b>
<b>8.3.2. Estimación de la precipitación y del patrón de distribución.....</b>	<b>128</b>
8.3.2.1. Determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación.....	128
8.3.2.2. Espacialización de la precipitación .....	129
<b>8.3.3. Relación de la precipitación con la cicatrices de deslizamientos. ....</b>	<b>130</b>
<b>8.3.4. Validación del modelo de regresión lineal múltiple. ....</b>	<b>130</b>
<b>8.3.5. Caracterización de la precipitación en el área de estudio. ....</b>	<b>130</b>
<b>8.3.6. Precipitaciones y eventos extraordinarios. ....</b>	<b>132</b>
<b>8.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN. ....</b>	<b>132</b>
<b>8.4.1. Estimación de la precipitación.....</b>	<b>132</b>
<b>8.4.2. Determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación.....</b>	<b>133</b>
<b>8.4.3. Espacialización de la precipitación.....</b>	<b>134</b>
<b>8.4.4. Relación de la precipitación con la cicatrices de deslizamientos. ....</b>	<b>136</b>
<b>8.4.5. Validación del modelo de regresión lineal múltiple. ....</b>	<b>137</b>
<b>8.4.6. Caracterización de la precipitación en el área de estudio. ....</b>	<b>139</b>
8.4.6.1. Distribución temporal de la variación de la precipitación en la estación climatológica Tiara. ....	143

8.4.6.2. Meses más propensos a la ocurrencia de deslizamientos.....	146
<b>8.4.7. Precipitaciones y eventos extraordinarios. ....</b>	<b>150</b>
8.4.7.1. Precipitación máxima mensual .....	151
8.4.7.2. Máximo número de días húmedos. ....	153
8.4.7.3. Máxima secuencia de días húmedos. ....	154
<b>8.5. CONSIDERACIONES FINALES.....</b>	<b>156</b>
<b>9. RIESGO DE OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS EN EL ÁREA PILOTO REPRESENTATIVA DE LA CUENCA DEL RÍO CARAMACATE.....</b>	<b>158</b>
<b>9.1. RESUMEN.....</b>	<b>158</b>
<b>9.2. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>158</b>
<b>9.2.1. Modelización de régimen de humedad del suelo .....</b>	<b>160</b>
9.2.2. El modelo SOMORE .....	161
<b>9.3. PROCEDIMIENTO .....</b>	<b>163</b>
<b>9.3.1. Análisis estadístico de los datos de suelos. ....</b>	<b>163</b>
<b>9.3.2. Régimen hídrico del suelo.....</b>	<b>163</b>
<b>9.3.3. Probabilidad de ocurrencia de los eventos HTS&gt;SAT y HTS&gt;CC.....</b>	<b>167</b>
<b>9.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN. ....</b>	<b>167</b>
<b>9.4.1. Propiedades de los suelos en áreas altamente y ligeramente susceptibles a deslizamientos... 167</b>	<b>167</b>
9.4.1.1. Metatobas de El Chino-El Caño (FCH). ....	168
9.4.1.2. Metalavas de El Carmen (FCA). ....	171
<b>9.4.2. Conductividad hidráulica del horizonte C del suelo.....</b>	<b>174</b>
<b>9.4.3. Régimen de humedad de los suelos.....</b>	<b>174</b>
9.4.3.1. Comportamiento del régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a saturación total (HTS>SAT). ....	174
9.4.3.2. Secuencia del régimen de humedad del suelos bajo la condición humedad total mayor a saturación total (HTS>SAT). ....	179
9.4.3.3. Comportamiento del Régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a capacidad de campo HTS>CC. ....	181
9.4.3.4. Secuencia del régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a capacidad de campo HTS>CC. ....	185
<b>9.4.4. Probabilidad de ocurrencia de los eventos HTS&gt;SAT y HTS&gt;CC.....</b>	<b>186</b>
<b>9.5. DISCUSIÓN. ....</b>	<b>190</b>
<b>9.6. CONSIDERACIONES FINALES.....</b>	<b>190</b>
<b>10. CONCLUSIONES GENERALES.....</b>	<b>195</b>
<b>11. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>197</b>

<b>12 ANEXOS.....</b>	<b>218</b>
<b>ANEXOS CAPÍTULO 6.....</b>	<b>218</b>
<b>Anexo 6.1. Tesauro.....</b>	<b>218</b>
<b>Anexo 6.2. Media de los valores de las variables geomorfométricas determinadas a partir del MDE en cada subcuenca.....</b>	<b>221</b>
<b>Anexo 6.3. Atributos morfométricos determinados a partir de la red de drenaje y el MDE por subcuenca.....</b>	<b>224</b>
<b>Anexo 6.4. Numero de cicatrices localizadas a menos de 50 m de un canal primario o secundario, en cada subcuenca para los años 1992 y 2008. ....</b>	<b>227</b>
<b>ANEXOS CAPÍTULO 8.....</b>	<b>230</b>
<b>Anexo 8.1. Estaciones Climáticas con registros de precipitación diaria en la cuenca alta del río Guárico y áreas vecinas. ....</b>	<b>230</b>
<b>Anexo 8.2. Estaciones climatológicas seleccionadas en función de la longitud de registros y calidad de datos. ....</b>	<b>232</b>
<b>Anexo 8.3. Precipitación máxima mensual y anual.....</b>	<b>233</b>
<b>Anexo 8.4. Precipitación máxima diaria y mensual.....</b>	<b>234</b>
<b>Anexo 8.5. Número máximo de días húmedos por mes y por año. ....</b>	<b>235</b>
<b>Anexo 8.6. Máxima secuencia de días húmedos mes y año. ....</b>	<b>236</b>
<b>ANEXOS CAPÍTULO 9.....</b>	<b>237</b>
<b>Anexo 9.1. Perfil modal utilizado en el modelo SOMORE.....</b>	<b>237</b>

## Lista de cuadros

Cuadro 4.1. Extensión de los distintos tipos de cobertura en la cuenca del río Caramacate. ....	41
Cuadro 4.2. Extensión de los distintos tipos de cobertura vegetal en el área de estudio localizados en la cuenca del río Caramacate. ....	43
Cuadro 4.3. Características generales de las áreas de muestreo localizadas en el área de estudio. ....	44
Cuadro 4.4. Origen y características de los registros empleados para la obtención de los parámetros de generación climática. ....	47
Cuadro 5.1. Información general de las imágenes colectadas. ....	59
Cuadro 5.2. Clasificación de los valores de NDVI. ....	62
Cuadro 5.3. Esquema de la matriz de comparación entre dos productos. ....	62
Cuadro 5.4. Clases de cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI. ....	63
Cuadro 5.5. Matriz de comparación entre el mapa de tipos de cobertura vegetal y las clases de NDVI. ...	66
Cuadro 5.6. Clases de cambios asociados a los periodos evaluados, basados en las diferencias normalizadas del NDVI. ....	69
Cuadro 5.7. Superficie por clases asociadas a los cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI. ....	70
Cuadro 5.8. Comparación entre el mapa de cobertura vegetal realizado por Ochoa (2003) y el mapa de clases asociadas a los cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI, para el periodo 2008-1986. ...	70
Cuadro 5.9. Porcentaje de áreas en recuperación u afectación para el periodo 2008-1986. ....	71
Cuadro 5.10. Prueba estadística realizada a los valores de NDVI de los años 1992 y 2008, relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos. ....	76
Cuadro 6.1. Clases de susceptibilidad determinadas en función del índice de densidad de deslizamientos. ....	85
Cuadro 6.2. Comparación entre los distintos niveles de susceptibilidad para los años 1992 y 2008. ....	89
Cuadro 6.3. Correlación entre el IDup de los años 1992 y 2008 con las variables geomorfológicas por subcuenca. ....	91
Cuadro 6.4. Correlación entre el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de los canales primarios y secundarios para los años 1992 y 2008 con las variables geomorfológicas por subcuenca ..	92
Cuadro 6.5. Prueba de medias para muestras independientes de puntos con y sin cicatrices de deslizamiento, para el año 1992. ....	94
Cuadro 6.6. Prueba de medias de muestras independientes de puntos con y sin cicatrices de deslizamiento, para el año 2008. ....	95
Cuadro 7.1. Productos utilizados para el inventario de deslizamientos. ....	104
Cuadro 7.2. Puntos de cicatrices de deslizamientos y no cicatrices. ....	107
Cuadro 7.3. Densidad de deslizamientos evaluada en función del número de deslizamientos por kilómetros cuadrados en cada formación. ....	108
Cuadro 7.4. Poder de predicción de cada uno de los modelos de regresión logística que relaciona las variables ambientales con las cicatrices de deslizamientos en cada escenario. ....	109



Cuadro 7.5. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística de la Formación Metalavas de El Carmen. ....	112
Cuadro 7.6. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística para la formación El Chino y El Caño. ....	113
Cuadro 7.7. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística. ....	115
Cuadro 7.8. Resultados de la matriz de confusión de los modelos generados. ....	116
Cuadro 8.1. Estaciones cercanas al área de estudio, utilizadas como base para desaglobar los datos de precipitación de la Estación Tiara. ....	130
Cuadro 8.2. Parámetros de la ecuación de regresión múltiple generada usando la mediana de la precipitación anual como variable dependiente. ....	133
Cuadro 8.3. Resultados del análisis de regresión múltiple usando la mediana de la precipitación anual como variable dependiente. ....	133
Cuadro 8.4. Análisis de la varianza. ....	134
Cuadro 8.5. Estadísticos básicos de la Estación Tiara para cada mes y anual. ....	142
Cuadro 8.6. Parámetros del semivariograma de precipitación. ....	143
Cuadro 8.7. Precipitaciones máximas en 24h (mm) para cada año para el periodo comprendido entre 1958-2002 de la Estación Tiara. ....	150
Cuadro 8.8. Precipitación máxima mensual alcanzada en cada mes, en 42 años de registros en la Estación Tiara. ....	151
Cuadro 8.9. Percentiles de la precipitación máxima diaria para cada mes. ....	152
Cuadro 8.10. Máximo valor de número de días húmedos de cada mes en 42 años de registros en la Estación Tiara. ....	154
Cuadro 8.11. Percentiles de la cantidad de días húmedos/mes en la Estación Tiara. ....	154
Cuadro 8.12. Número de días húmedos acumulados consecutivos en la Estación Tiara. ....	155
Cuadro 8.13. Percentiles de la secuencias de días húmedos en la Estación Tiara. ....	156
Cuadro 9.1. Promedio de los valores de las propiedades químicas de los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño. ....	168
Cuadro 9.2. Promedio de los valores de la distribución de tamaño de partículas y variables estructurales de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible, desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño. ....	169
Cuadro 9.3. Valores promedios de la distribución de agregados estables al humedecimiento de los suelos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño. ....	169
Cuadro 9.4. Valores promedios de las propiedades hidrológicas de los suelos desarrollados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño. ....	170
Cuadro 9.5. Desviación estándar (d) y coeficiente de variación (CV) de las propiedades hidrológicas de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño. ....	170

Cuadro 9.6.Promedio de los valores de las propiedades químicas de los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen.....	171
Cuadro 9.7. Promedio de los valores de la distribución de tamaño de partículas y variables estructurales de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible, desarrollados sobre las formación Metalavas de El Carmen. ....	171
Cuadro 9.8.Valores promedios de la distribución de agregados estables al humedecimiento de los suelos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen. ....	172
Cuadro 9.9.Valores promedios de las propiedades hidrológicas de los suelos desarrollados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen. ....	173
Cuadro 9.10. Desviación estándar (d) y coeficiente de variación (CV) de las propiedades hidrológicas de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen. ....	173
Cuadro 9.11.Valores promedios de conductividad hidráulica de los horizontes C de los suelo desarrollados sobre las formaciones Metalavas de El Carmen (FCA) y Metatobas de El Chino-El Caño (FCH). ....	174
Cuadro 9.12.Porcentaje de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la saturación del suelo en 42 años de registro. ....	175
Cuadro 9.13. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHLS), para 42 años de registro. ....	178
Cuadro 9.14. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHAS), para 42 años de registro. ....	178
Cuadro 9.15. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCALS), para 42 años de registro. ....	179
Cuadro 9.16. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCAAS), para 42 años de registro. ....	179
Cuadro 9.17. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como ligeramente susceptibles (FCHLS), para 42 años de registro. ....	180
Cuadro 9.18.Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como altamente susceptibles (FCHAS), para 42 años de registro.....	180
Cuadro 9.19. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados de los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como ligeramente susceptibles (FCALS), para 42 años de registro. ....	181
Cuadro 9.20. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como altamente susceptibles (FCAAS), para 42 años de registro.....	181

Cuadro 9.21. Porcentaje de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la capacidad de campo en 42 años de registro. ....	182
Cuadro 9.22. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHLS), para 42 años de registro. ....	184
Cuadro 9.23. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHAS), para 42 años de registro. ....	184
Cuadro 9.24. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCALS), para 42 años de registro. ....	184
Cuadro 9.25. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCAAS), para 42 años de registro. ....	184
Cuadro 9.26. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como ligeramente susceptibles (FCHLS), para 42 años de registro. ....	185
Cuadro 9.27. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como altamente susceptibles (FCHAS), para 42 años de registro. ....	186
Cuadro 9.28. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como ligeramente susceptibles (FCALS), para 42 años de registro. ....	186
Cuadro 9.29. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como altamente susceptibles, (FCAAS) para 42 años de registro. ....	186
Cuadro 9.30. Probabilidad de ocurrencia del evento HTS > SAT, para 42 años de registro. ....	187
Cuadro 9. 31. Probabilidad de ocurrencia del evento HTS > CC, para 42 años de registro. ....	187
Cuadro 9. 32. Precipitaciones que dispararon las condiciones humedad total del suelo (HTS) > contenido de agua a saturación (SAT) y humedad total del suelo (HTS)>capacidad de campo (CC) en 42 años de registro. ....	190

## Lista de Figuras

Figura 3.1 Esquema de clasificación de movimientos en masa.....	28
Figura 3.2 Esquema general del marco metodológico de este estudio.....	38
Figura 4.1 Ubicación de la cuenca del río Caramacate y del área de estudio.....	39
Figura 4.2. Períodos de crecimiento en la estación Tiara.....	41
Figura 4.3 Unidades litogeomorfológicas identificadas en el área de estudio.....	42
Figura 4.4. Tipos de cobertura vegetal existentes en el área de estudio localizada en la cuenca del río Caramacate.....	43
Figura 4.5. Los rectángulos corresponden a la localización de las áreas altamente susceptibles (AS) y ligeramente susceptibles (LS) pertenecientes a las formaciones Metatobas de El Chino y El Caño (FCH) y Metalavas de El Carmen (FCA), dentro del área de estudio. Los mismos se demarcaron con un círculo de color blanco, debido a que atañen a áreas muy pequeñas.....	44
Figura 4.6. La imagen muestra la intensa erosión (laminar, en surcos, cárcavas y por deslizamientos) debido al uso de ganadería.....	46
Figura 4.7. Diseño de muestreo por ladera en cada sector.....	49
Figura 5.1. Precipitación mensual para los años 1985, 1999, 2000 y promedio mensual basado en 44 años de registro de la Estación Tiara.....	59
Figura 5.2. Imagen comparativa entre la clase bosque de galería, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen LANDSAT TM 2003.....	67
Figura 5.3. Imagen comparativa entre la clase bosque de galería, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen SPOT 2008.....	67
Figura 5.4. Imagen comparativa entre la clase bosque semi decíduo, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen LANDSAT TM 2003.....	68
Figura 5.5. Imagen comparativa entre la clase bosque semi decíduo, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen SPOT 2008.....	68
Figura 5.6. Valores de NDVI en distintos periodos de tiempo evaluados en las áreas altamente susceptibles (AS) o ligeramente susceptibles (LS) a los deslizamientos, localizadas en la formación Metatobas de El Chino y El Caño (FCH) y Metalavas de El Carmen (FCA).....	71
Figura 5.7. Clases de cambios en cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área ligeramente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metatobas de El Chino y El Caño.....	72
Figura 5.8. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área altamente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metatobas de El Chino y El Caño.....	72
Figura 5.9. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área altamente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metalavas de El Carmen.....	73

Figura 5.10. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área ligeramente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metalavas de El Carmen.....	74
Figura 5.11. Valores de NDVI del año 1986 relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos, levantadas en el año 1992.....	75
Figura 5.12. Valores de NDVI del año 2008, relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos, levantadas en el año 2008.....	75
Figura 6.1. Metodología para la delimitación de subcuencas en la cuenca del río Caramacate. ....	81
Figura 6.2. Metodología para la parametrización de variables geomorfométricas a partir de la red de drenaje y MDE.....	82
Figura 6.3. Metodología para la parametrización de variables geomorfométricas a partir del MDE y la generación de variables geomorfométricas por subcuencas. ....	84
Figura 6.4. Delimitación de las subcuencas de la cuenca del río Caramacate. ....	87
Figura 6.5. Porcentaje en superficie de la susceptibilidad a los deslizamientos determinada por el ID <sub>UP</sub> en la cuenca del río Caramacate para el año 1992 y 2008.....	88
Figura 6.6. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable perfil de curvatura, para el año 1992. ....	96
Figura 6.7. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable plano de curvatura, para el año 1992.....	96
Figura 6.8. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable orientación, para el año 1992. ....	97
Figura 6.9. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable curvatura, para el año 1992. ....	97
Figura 6.10. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable altura relativa, para el año 1992. ....	98
Figura 6.11. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable pendiente en porcentaje, para el año 1992.....	98
Figura 6.12. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable altura relativa, para el año 2008. ....	99
Figura 6.13. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable índice topográfico de humedad, para el año 2008. ....	99
Figura 6.14. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable dirección del flujo, para el año 2008. ....	100

Figura 6.15. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable pendiente en porcentaje, para el año 2008.....	100
Figura 7.1. Imágenes tomadas en la formación Metatobas de El Chino y El Caño. En la imagen a) se observan cicatrices de deslizamientos cercanas a las red de drenaje, situación que se presentan en las laderas. En la imagen b) se observan cicatrices de deslizamientos localizadas cerca de la posición de cresta. ....	109
Figura 7.2. Comparación visual entre el mapa de orientación a) y la dirección del flujo b). Los valores de 0 a 7 indican la dirección del flujo. ....	111
Figura 8.1. Mapa de Isoyetas de Venezuela.....	120
Figura 8.2. Distribución mensual promedio de las precipitaciones en las Estaciones climatológicas localizadas en los alrededores de la cuenca del río Caramacate. ....	121
Figura 8.3. Estaciones climatológicas localizadas en la cuenca alta del río Guárico y áreas vecinas. ....	128
Figura 8.4. Esquema metodológico para la espacialización de la precipitación. ....	129
Figura 8.5. Mapa de Isoyetas y de la mediana de la precipitación, estimada en función de la regresión generada para el área de estudio, considerando la longitud, latitud y altura del terreno.....	135
Figura 8.6. Comparación visual del mapa de isoyetas desarrollado por Viloría <i>et al.</i> , 2005 y el mapa producto de la regresión lineal múltiple, En la Figura 8.6a) se compara la tendencia de la precipitación a aumentar con la altitud y en sentido Este, En la Figura 8.6b) se muestra el detalle alcanzado con la aplicación del modelo de regresión múltiple. ....	136
Figura 8.7. Distribución de cicatrices de deslizamientos en el área de estudio vs valores de precipitación estimada. ....	136
Figura 8.8. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la altura.....	137
Figura 8.9. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la coordenada Este.....	137
Figura 8.10. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la coordenada Norte. ....	138
Figura 8.11. Mediana de la precipitación y error estándar en las estaciones usadas para la validación. ...	138
Figura 8.12. Precipitación anual de la estación Tiara desde 1958 hasta 2000 .....	139
Figura 8.13. Precipitaciones medias mensuales y diferencias entre P90-P10 de las precipitaciones registradas en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000. ....	140
Figura 8.14. Número de días húmedos y diferencias entre P90-P10, en la Estación Tiara, desde 1958 hasta el 2000.....	140
Figura 8.15. Precipitación mensual registrada en el mes de junio en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000. ....	141
Figura 8.16. Medias mensuales de las precipitaciones registradas en el mes de diciembre en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000.....	141
Figura 8.17. Semivariogramas mensual (a) y anual (b) de la precipitación de la Estación Climática Tiara (1958-2000).....	144
Figura 8.18. Modelos de ajuste de los variogramas mensual(a) y anual (b) de la precipitación en la Estación Climática Tiara (1958-2000).....	145

Figura 8.19. Distribución de la variabilidad anual y mensual de la precipitación de la Estación Climática Tiara (1958-2000).	146
Figura 8.20. Periodos de humedad basados en los promedios mensuales de 42 años de registros de la estación climática Tiara.	147
Figura 8.21. Percentiles de las precipitaciones diarias para cada mes y precipitación media.	148
Figura 8.22. Mediana, máxima y percentiles de las precipitaciones mensuales para cada mes.	148
Figura 8.23. Percentiles del número de días húmedos para cada mes.	149
Figura 8.24. Percentiles de la máxima secuencia de días húmedos para cada mes.	149
Figura 8.25. Precipitación máxima mensual alcanzada en cada año, en 42 años de registro (1958-2000). Estación Tiara.	151
Figura 8.26. Percentiles de la precipitación máxima diaria para cada mes.	152
Figura 8.27. Máximo número de días húmedos/mes para cada año determinado en función de valores de precipitación mayores a 1mm de la Estación Tiara desde 1958 hasta 2002.	153
Figura 8.28. Maxima secuencia de días húmedos de la Estación Tiara, desde 1958 hasta	155
Figura 8.29. Precipitación acumulada de los años que presentaron mayor variabilidad de la Estación Tiara, desde 1958 hasta 2002.	156
Figura 9.1. Número de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la saturación en 42 años de registros.	176
Figura 9.2. Precipitación acumulada del año 1965 (año donde la condición $HTS > SAT$ se presentó más veces) y 1981(año más húmedo).	176
Figura 9.3. Número de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la capacidad de campo en 42 años de registros.	182
Figura 9.4. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metatobas de El Chino-Caño para el año 1981.	188
Figura 9.5. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metatobas de El Chino-Caño para el año 2000.	189
Figura 9.6. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metalavas de El Carmen para el año 1981.	189
Figura 9.7. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metalavas de El Carmen para el año 2000.	189

## 1. INTRODUCCIÓN

Los movimientos en masa constituyen uno de los riesgos ambientales espontáneos o inducidos por la acción humana, más frecuentes y con mayor distribución geográfica, presentándose en áreas muy diversas, en lapsos de tiempo muy diferentes y de impactos variables.

Las zonas montañosas tropicales, presentan una gran susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa, debido a que ellas reúnen varios elementos claves para su desencadenamiento (Ayala *et al.*, 2007).

En Venezuela, aproximadamente un 44% del territorio presenta un relieve abrupto; debido a ésta condición, estas áreas están expuestas a la ocurrencia de diferentes tipos de procesos geomorfodinámicos, tales como los movimientos en masa. La Cordillera de la Costa Central, y la Cordillera Andina constituyen unos de los escenarios, en los cual se desarrollan dichos procesos. Las mismas presentan laderas de altas pendientes, condiciones de alta pluviosidad, lluvias estacionales, suelos desnudos y poco profundos e intensa intervención humana, razón por la cual, exhiben áreas susceptibles a la ocurrencia de movimientos en masa, algunos de ellos con características catastróficas.

Entre los eventos recientes de mayor impacto en la población e infraestructura y que provocaron numerosas víctimas humanas y cuantiosos daños materiales, están los ocurridos en 1987 en el estado Aragua, en la cuenca del Río El Limón y los ocurridos en varias cuencas localizadas en el estado Vargas en 1999. Ambos sectores localizados en la Cordillera de la Costa Central, al igual que la cuenca del río Caramacate.

La ocurrencia de movimientos en masa involucra muchos factores que controlan su dinámica, por lo que raramente se atribuyen a causas simples. En efecto, los movimientos en masa son producto de la acción conjunta y compleja de diferentes factores tanto ambientales como humanos, más que de la acción individual de uno de ellos (e.g. Pla, 1996; Shrestha y Zinck, 1999; Zinck *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2002; Dai y Lee, 2002; Elizalde y Daza, 2003; Coe *et al.*, 2004; D'Amato Avanzi *et al.*, 2004; Can *et al.*, 2005; Guzzetti *et al.*, 2005; Federici *et al.*, 2006). Algunos de estos factores actúan como activadores y otros como condicionantes o preparatorios. Los factores activadores son variables extrínsecas, tales como la precipitación y la actividad humana y los factores preparatorios son variables intrínsecas del terreno, tales como las condiciones geológicas y la estructura de la pendiente (Huabin *et al.* 2005).

Las evaluaciones de movimientos en masa realizadas hasta ahora muestran como limitación principal la carencia de información básica. En algunos casos analizan separadamente los factores que influyen sobre los movimientos en masa; pero no se hace una síntesis del efecto integrado de estos factores. Asimismo, en la mayoría de los casos, no se realiza una evaluación del riesgo de ocurrencia de este tipo de fenómeno.

En un estudio previo (Pineda *et al.*, 2011a) se predijo la susceptibilidad a deslizamientos en un sector de la cuenca del río Caramacate, por medio de dos enfoques diferentes. El primero de ellos se basó en una clasificación del área de estudio en unidades de paisaje. El segundo analizó toda



el área de estudio como un continuo, en lugar de dividirlo en unidades discretas. Estos enfoques corresponden a dos modelos alternativos de representación de fenómenos geográficos; el modelo objeto y el modelo campo. El modelo objeto se corresponde con la representación de unidades discretas; donde una región presenta un valor constante. Estos modelos son conocidos como modelo de polígonos o mapas coropleticos. En el modelo campo se tienen valores de la variable para una red de puntos, lo cual es adecuado para la representación de fenómenos naturales que no tienen límites claros (Ameskamp, 1997). En un sistema de información geográfica (SIG) los objetos se representan por medio de puntos, líneas y áreas o polígonos (representación vectorial), mientras que el modelo campo se representan por medio de una grilla de celdas de igual tamaño (representación *raster*).

La clasificación de una región de interés en unidades de suelo-paisaje tiene como ventaja la identificación de objetos “naturales” que se diferencian entre sí en características litológicas, geomorfológicas, edáficas e hidrológicas. Por consiguiente, cada una de estas unidades tendrá un comportamiento diferente a las otras. Este tipo de representación cartográfica modela adecuadamente los cambios del suelo y del paisaje entre unidades adyacentes; pero no permite modelar la variación que ocurre dentro de cada unidad. El área más pequeña que se puede representar en un mapa está determinada por la escala. Cambios en superficies más pequeñas que esta no se pueden representar y son considerados inclusión o impurezas. La representación del área de estudio como un continuo permite modelar los cambios graduales que ocurren a lo largo del paisaje y obtener información sobre su variabilidad interna, la cual es determinada por el tamaño de las celdas, permitiendo con ello la implementación de técnicas de modelación.

En este trabajo se propone la identificación de los factores involucrados a nivel local y regional considerando el esquema teórico de factores formadores del paisaje y el suelo, sobre la base de que los movimientos en masa son parte de un proceso general de pérdida que contribuye con la formación del paisaje. El reconocimiento de estos factores permite incluso la determinación de las causas, mecanismos y efectos relacionados con los distintos tipos de movimientos en masa, lo cual posteriormente facilitará el reconocimiento de su distribución espacial.

Una vez identificados, se deben generar las variables que los caracterizan, como mapas continuos y no como mapas de unidades discretas, debido a que los procesos que generan la variabilidad espacial del suelo y el paisaje, no tienden a originar cuerpos discretos sino un continuo. Los mapas discretos se ajustan pobremente a la realidad. Adicionalmente con la generación de mapas continuos se pretende realizar el análisis de forma cuantitativa, lo cual permite incorporar el análisis multivariado, sustentado en que la relación entre la susceptibilidad y los factores o variables no es lineal y que realmente no se conocen cuales son las variables involucradas en cada localidad, si estas variables cambian con el tiempo, si existe un efecto sinérgico entre estas, inclusive no se conocen cuales son los valores límites.

Posteriormente estas variables son agrupadas en variables activadoras (la precipitación, actividades humanas, eventos sísmicos) y variables condicionantes (condiciones geológicas y estructura de la pendiente, entre otras) dependiendo netamente de las características locales. Es sabido que el desencadenamiento de los movimientos en masa se presenta en respuesta a una combinación de estos factores o variables interdependientes. Como consecuencia de esto, es

posible determinar la relación espacial entre los movimientos en masa y las variables condicionantes y activadoras, por medio de una evaluación estadística multivariada, con apoyo de un sistema de información geográfica (SIG) para determinar la susceptibilidad a los deslizamientos y su distribución espacial. La susceptibilidad concebida como la predisposición intrínseca o fragilidad física, propia del paisaje que determina la capacidad de sufrir una pérdida, como resultado de la ocurrencia de un evento asociado a un fenómeno.

Sin embargo, la evaluación de la susceptibilidad y su distribución espacial no es suficiente. Es necesario evaluar el riesgo. La evaluación del mismo implica la realización de un inventario de movimientos en masa, en distintos periodos de tiempo, usando imágenes de sensores remotos de distintas fechas. No obstante, los modelos de riesgo no pueden predecir cuándo ocurrirá un deslizamiento a partir de la localización de movimientos pasados. Es necesario además, contar con datos históricos o análisis multitemporales basados en imágenes de distintas fechas o datos correspondientes al factor o factores de activación, para el establecimiento de la frecuencia. Al realizar la evaluación temporal, se incluye dentro del estudio uno de los factores formadores del paisaje, que aún no se había tomado en cuenta: el tiempo. La evaluación de la distribución temporal de los movimientos en masa se puede realizar indirectamente a través del factor clima (régimen de lluvia) y el factor vegetación (cambios de cobertura y uso de la tierra, usando el grado de intervención humana como criterio de evaluación). La predicción del riesgo ayudará a reaccionar más eficazmente con relación a los cambios dinámicos (naturales y humanos) en los paisajes y a conocer las consecuencias potenciales de los procesos. En este caso el riesgo se evalúa como un riesgo específico, en el cual se establece la probabilidad de ocurrencia de un evento (UNDRO, 1992; Antrop, 1999; Pece, 2001; Ayala, et al., 2003; ONU, 2004) capaz de desencadenar consecuencias negativas ambientales en un sitio particular y durante un tiempo determinado, sin establecer el grado de pérdidas.

Esta evaluación pretende contribuir al desarrollo de una metodología que podría ser aplicada a otras regiones montañosas del país que al igual que el área de estudio, tienen escasez de información básica necesaria para la planificación de los usos del suelo y el control de los movimientos en masa. La misma se fundamenta en la siguiente hipótesis:

Si se identifica la evolución de las cicatrices de movimiento en masa en un área particular a lo largo de varios años y se determinan las características relevantes de los factores relacionados con este fenómeno, el análisis de la variabilidad espacial y temporal de estos factores, permitirá establecer la probabilidad de ocurrencia de este tipo de fenómeno en otros sectores de dicha área.

Para someter a prueba esta hipótesis, se seleccionó un área de 6760 ha dentro de la cuenca del río Caramacate, la cual comprende un área aproximada de 18 012 ha. La misma está localizada en la región Centro Norte Costera, al Sur del estado Aragua, Venezuela, entre las coordenadas UTM 1 098 310 m y 1 123 583 m Norte y 696 879 m y 712 415 m Este, Huso 19, abarcando parte de los municipios Santos Michelena y San Sebastián de Los Reyes (Ochoa, 2003).

En el área de estudio se desarrollaron las actividades necesarias para obtener los siguientes objetivos:

## 1.1 OBJETIVO GENERAL

Predecir la susceptibilidad y riesgo de ocurrencia de deslizamientos por medio del análisis de la variabilidad espacial y temporal de factores activadores y condicionantes, en un área representativa de la cuenca del río Caramacate.

## 1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- a) Desarrollar una base conceptual relacionada con la clasificación de los movimientos en masa, su evaluación y modelización.
- b) Identificar cicatrices de deslizamiento visibles a escala 1: 25 000 en imágenes de percepción remota de distintas fechas un sector preseleccionado de la cuenca del río Caramacate a partir de.
- c) Determinar el patrón de distribución geográfica de la precipitación y su relación con la ocurrencia de deslizamientos identificados en el área.
- d) Establecer el efecto del factor cobertura y uso de la tierra sobre el desencadenamiento de los movimientos en masa.
- e) Establecer relaciones entre las cicatrices de deslizamiento y variables geomorfométricas del paisaje.
- f) Determinar diferencias en condiciones de suelo y relieve entre áreas altamente susceptibles y áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos.
- g) Identificar los factores más relevantes que inciden sobre la ocurrencia de movimientos en masa en la zona de estudio.
- h) Evaluar la susceptibilidad y riesgo de ocurrencia de deslizamientos en el área de estudio.

El trabajo inicia con una revisión crítica de la evaluación de los movimientos en masa en Venezuela y en la cuenca del río Caramacate, usando como base para su desarrollo trabajos realizados a nivel local y nacional (capítulo dos). En esta revisión se manifiesta la tendencia a realizar evaluaciones cualitativas, en las cuales se establecen *a priori* la precipitación, la actividad sísmica o ambas como variables activadoras.

En el capítulo tres, se enmarca la problemática de la evaluación de los movimientos en masa en el ámbito internacional, y se discuten las distintas metodologías de análisis, clasificación y modelización de los movimientos en masa.

De estos dos capítulos, y con base en los resultados encontrados por Pineda, (2008) y Pineda *et al.*, (2011a), surge el planteamiento metodológico propuesto en el capítulo cuatro. Este

planteamiento parte de la necesidad de tipificar los factores involucrados en el desencadenamiento de los movimientos en masa, a partir de la identificación de los factores formadores del paisaje y del suelo. Los movimientos en masa son considerados como procesos de pérdida o remoción que contribuyen a la formación del paisaje y el suelo; hipótesis que se basa en la coexistencia de suelos con distintos grados de desarrollo, en áreas de montaña.

La evaluación de los factores se realiza en mapas continuo de forma independiente y a medida que se va desarrollando se integran otros factores hasta evaluar la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamiento y finalmente el riesgo.

En el capítulo cinco denominado evaluación de los cambios de cobertura vegetal a través del uso del NDVI y su incidencia sobre la ocurrencia y la susceptibilidad a los deslizamientos, se expone y justifica el uso de éste índice. El propósito es realizar una evaluación indirecta del efecto de la intervención humana sobre los deslizamientos, a través del incremento de las áreas bajo uso agropecuario y evaluar el efecto de la cobertura vegetal en áreas calificadas inicialmente como alta o ligeramente susceptibles a los deslizamientos.

En el capítulo cinco, se realizó el análisis morfométrico de la cuenca del río Caramacate y se estableció su relación con la ocurrencia de deslizamientos. En este se intenta establecer una relación entre los deslizamientos ocurridos en distintas épocas y variables continuas relacionadas con el relieve y variables utilizadas para la caracterización del componente hidrológico por subcuenca. En este caso, el componente hidrológico se debe evaluar en unidades discretas.

El capítulo seis, de nombre análisis de la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos en relación a las variables del paisaje, se plantea realizar la evaluación de la susceptibilidad, a través de la combinación de variables relacionados con los factores relieve y cobertura vegetal (evaluada a través del NDVI), con la finalidad de producir un mapa con valores continuos de susceptibilidad y la consecuente determinación de las variables involucradas (activadoras y condicionantes), así como su interacción. Producto que no es posible obtener a través de la evaluación de la susceptibilidad en unidades discretas tales como las unidades suelo-paisaje proveniente de un sistema de clasificación jerárquico. Adicionalmente, en este capítulo se plantea la evaluación de la susceptibilidad incluyendo variaciones del NDVI a través del tiempo.

En el capítulo ocho denominado caracterización y espacialización de la precipitación en la subcuenca del río Caramacate se evalúa la variable precipitación de forma individual, con la finalidad de a través de ésta, incluir la evaluación del factor tiempo en el análisis, y con ello el riesgo. Esta se evalúa bajo la premisa de que en la Cordillera de la Costa Central ésta es uno de los factores activadores de los movimientos en masa.

Finalmente en el capítulo nueve, riesgo de ocurrencia de deslizamientos en un sector de la cuenca del río Caramacate, se evalúa el factor material parental y se sugiere la evaluación del riesgo, a través del uso de un modelo de bases física (SOMORE), con lo cual se incorporará en la evaluación del factor tiempo. El uso de este modelo permite, además de entender en su forma más simple la interacción de los factores y los procesos, la integración de factores y la determinación de las probabilidades de ocurrencia. Esta propuesta surge de la necesidad de

predecir el riesgo de ocurrencia de deslizamientos en función de probabilidades de ocurrencia basadas en datos históricos o análisis multitemporales basados en imágenes de distintas fechas, para el establecimiento de la frecuencia, como parte de la evaluación del factor tiempo y no solamente basados en la localización de deslizamientos antiguos.

## **2. ESTUDIOS SOBRE MOVIMIENTOS EN MASA EN VENEZUELA.**

### **2.1. RESUMEN**

El presente capítulo revisa los criterios de evaluación de los movimientos en masa en Venezuela, particularmente en las regiones de la Cordillera de la Costa y de Los Andes, sectores donde este fenómeno ha sido más estudiado porque es frecuente. Se constata que las formas de evaluación varían de una localidad a otra, debido principalmente a que los factores relacionados también varían. Adicionalmente, se evidencia que las evaluaciones han sido realizadas por investigadores de varias disciplinas. En los estudios revisados en la Cordillera de la Costa predomina un enfoque litogeomorfológico y la consideración de la precipitación, en conjunto con la actividad humana, como variables activadoras. En cambio, los estudios realizados en la Cordillera de Los Andes señalan la necesidad de incluir variables geomorfológicas en las investigaciones destinadas a elaborar propuestas de microzonificación, con la finalidad de considerar escenarios de daños relacionados con movimientos en masa inducidos por sismos. En general, en la mayoría de los trabajos analizados se aprecia carencia de información básica, y en algunos casos, de integración en el análisis de factores considerados, así como, escasa evaluación de riesgos.

### **2.2. INTRODUCCIÓN**

Los movimientos en masa constituyen uno de los mayores riesgos ambientales en las áreas de montañas debido a sus características catastróficas, afectando no solamente las características del paisaje, sino también la actividad humana, lo cual conlleva implicaciones económicas y sociales (Gómez y Kavzoglu, 2005). En Venezuela, en las regiones de la Cordillera de la Costa y de Los Andes, además de riesgo de terremotos, inundaciones y otros desastres naturales, la ocurrencia de movimientos en masa, es frecuente y extendida debido a las características propias del paisaje (Pacheco, 2002).

Los factores relacionados con la ocurrencia de estos movimientos, pueden cambiar de localidad en localidad, operando con diferentes grados de complejidad e intensidad de uno a otro ambiente. Como consecuencia también existe una gran diversidad de variables que intervienen en las características del medio natural (geología, relieve, vegetación, clima, actividades humanas, entre otras) y diferentes intensidades y magnitudes de los agentes dinámicos o activadores de la erosión, meteorización y sedimentación. (Pérez, 2000). Razón por la cual, son múltiples las formas de evaluación de la ocurrencia de movimientos en masa.

En Venezuela, la evaluación de la ocurrencia de los movimientos en masa, ha sido realizada por investigadores de varias disciplinas con diferentes métodos. Sin embargo, se carece de un enfoque que integre a los factores involucrados en los procesos de movimiento en masa de forma práctica; aunque se han realizado varias aproximaciones, principalmente desde un punto de vista cualitativo. Esta falta de integración, aunada a la escasa información relacionada con la ocurrencia de los movimientos en masa, afecta la posibilidad, en muchos casos, de realizar una evaluación satisfactoria que trascienda el planteamiento cualitativo.

Adicionalmente, la calidad de la información generada, depende de la existencia de datos de entrada, de la calidad de estos datos, de la escala de trabajo y del punto de vista del evaluador.

Por ello el objetivo de este capítulo es presentar una discusión de los distintos enfoques relacionados con el estudio de los movimientos en masa en Venezuela en general y en el área de estudio en particular, con la finalidad de establecer las bases técnicas de la evaluación.

### **2.3. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN VENEZUELA**

En Venezuela la evaluación de los procesos de movimientos en masa, se ha enfocado de diversas formas, usando como base, distintas disciplinas, factores y variables, y combinaciones de estos. En gran medida el enfoque depende de la formación del investigador que realiza la evaluación, y de la disponibilidad de información básica. Sin embargo, es sabido, tal como afirma Larsen (2008), que una estrategia exitosa en la mitigación y control de los movimientos en masa, que es el fin último de su estudio, depende de una combinación de enfoques científicos y de ingeniería multidisciplinaria. Además debe existir la voluntad política de tomar acciones locales y nacionales, que además deben estar estrechamente vinculadas al desarrollo económico y a los intereses sociales locales.

En algunos estudios se han tomado en cuenta disciplinas relacionadas con la geología de la superficie terrestre y la geomorfología. En el campo de la geología se han evaluado las características relacionadas con la composición de las unidades geológicas, así como la presencia de fallas.

En el campo de la geomorfología por ejemplo, algunos métodos de evaluación se enmarcan dentro de una clasificación sistemática del paisaje. De esta manera, el paisaje una vez clasificado y jerarquizado puede ser modelado, para analizar los procesos de movimientos en masa y seleccionar cualidades relevantes, y establecer posteriormente relaciones entre estas cualidades y elementos geomorfológicos, siguiendo procedimientos similares a los propuestos para la evaluación de tierras por la FAO (Elizalde y Daza, 2003; Ospina y Elizalde, 2004b; Guillén, 2006). Este enfoque ha sido aplicado por Elizalde y Daza (2003) en cuencas altas, para identificar cualidades relevantes relacionadas con la ocurrencia de dichos movimientos y características indicadoras de esas cualidades. Con estas características indicadoras se elabora una matriz para evaluar la probabilidad de que se produzcan movimientos en masa bajo distintas condiciones de precipitación, en función de las siguientes clases de amenaza previamente establecidas: ligera, moderada, severa y muy severa.

Con un enfoque similar, Fernández (2001), desarrolló un modelo pedogeomorfológico, que considera los factores clima, relieve, materiales erodables y uso de la tierra, sus cualidades relevantes y las características indicadoras apropiadas para evaluar esas cualidades. El procedimiento de evaluación aplicado incluyó, los tipos de energía que participan, las condiciones hidrodinámicas posibles, así como, los tipos de movimientos que estas condiciones podrían producir.

Posteriormente, López (2004), desarrolló un modelo teórico de erosión por movimientos en masa, para la cuenca de la quebrada Guamita (estado Aragua). Este modelo combina factores que propician este tipo de erosión en factores de capacidad (agentes que determinan o se relacionan con la potencialidad que tienen los materiales en sí, para ser erosionados), factores de intensidad

(aquellos que actúan inyectando energía al sistema pedogeomorfológico, haciendo que se manifieste la condición de los materiales intrínsecamente susceptibles a los movimientos en masa) y factores que regulan la intensidad (agentes que controlan el aumento o disminución de la acción de los factores de intensidad). Con este modelo realizó una evaluación de amenazas, de tipo cualitativo multifactorial y multivariado encontrando que la susceptibilidad a los movimientos en masa aumenta con el incremento en las intensidades de los eventos de precipitación.

Debe destacarse que los trabajos anteriormente citados, toman en cuenta aspectos relacionados con geología (petrología, petrografía, estratigrafía, tectónica, características de los regolitos), relieve (configuración del terreno, pendiente, alturas absolutas y relativas, balances morfodinámicos), suelos (taxonomía, pedregosidad, erosionabilidad), clima (zonas de vida) e hidrología (delimitación y caracterización de microcuencas y patrón de drenaje), los cuales son jerarquizados en distintos grado de detalle, para la identificación de las diferentes categorías y clases de paisajes, evaluando al paisaje como unidades discretas.

Otros enfoques han usado ramas de algunas de disciplinas tales como la geomorfometría e indicadores paleo ambientales, para tratar de evaluar cuáles son los factores y variables relacionadas con los movimientos en masa (Ferrer *et al.*, 2005).

Los aspectos biológicos se han tomado en cuenta a través de la evaluación de la vegetación o cobertura vegetal. Mientras que disciplinas relacionadas con el ámbito social o antropológico, toman en cuenta los conflictos de uso de la tierra e identifican factores o variables según sea el caso, que también influyen en el desencadenamiento de los movimientos en masa (Cartaya *et al.*, 2006). Igualmente se han tomado en cuenta distintas variables relacionados con el suelo y el clima (Gómez y Kavzoglu, 2005; Pérez, 2006) e incluso con la hidrología, con la finalidad de establecer relaciones entre los distintos factores.

El punto común a los estudios reseñados es que todos ellos consideran este proceso erosivo como resultado de la interacción de múltiples variables. En la mayoría de los casos, para el establecimiento de las relaciones entre los distintos factores considerados y la erosión por movimiento en masa se realizan análisis estadísticos, con apoyo de herramientas de sistema de información geográfica o SIG (Gómez y Kavzoglu, 2005) y técnicas de teledetección (imágenes de satélite, fotografías aéreas, imágenes de radar) (Liberal y Langone, 2000; De la Ville *et al.*, 2002).

En el caso de la estadística, se ha observado una evolución en los métodos de evaluación, debido a las restricciones de los enfoques convencionales para manejar adecuadamente parámetros de naturaleza diversa, los cuales no pueden ser explicados a través del uso de métodos lineales, debido a que los factores relacionados con la ocurrencia de movimientos en masa son de diversa índole y presentan comportamientos o patrones no lineales y propios y muchas veces específicos (Gómez y Kavzoglu, 2005).

Entre los métodos más recientes usados en el país se presentan redes neuronales artificiales, (Gómez y Kavzoglu, 2005) modelos de regresión logística (Pineda 2008; Pineda *et al.*, 2011a) y



redes bayesianas (Pineda *et al.*, 2012). El primer método es capaz de usar datos continuos o cercanos a la continuidad y categóricos, sin violar ningún supuesto del procedimiento matemático, manipular complejos patrones de datos, identificar patrones sutiles en los datos, tomar un conjunto específico de datos de entrada y generar un conjunto de soluciones y extraer automáticamente la información contenida de los datos.

Algunos métodos semianalíticos incluyen la asignación de puntajes ponderados a las variables, para establecer el grado de contribución a la inestabilidad de la ladera (Cartaya *et al.*, 2006). No solo se han evaluado los factores involucrados en la ocurrencia de movimientos en masa, también se han desarrollado modelos para la zonificación y análisis de la distribución espacial de la susceptibilidad a los movimientos en masa, usando combinaciones de herramientas estadísticas no paramétricas y multivariadas. En ciertos casos se han realizado combinaciones de la teledetección y modelos digitales de elevación (MDE) para la determinación de variables geomorfométricas, con la finalidad de caracterizar los efectos de los eventos de precipitaciones extremas sobre el relieve por medio de herramientas de sistema de información geográfica (SIG), como el trabajo realizado por De la Ville *et al.* (2002) en seis zonas de montañas, localizadas al Norte del Parque Nacional El Ávila.

También se han desarrollado trabajos relacionados con la modelación o simulación de ocurrencia de movimientos en masa, con el propósito de incluir dentro de la evaluación el factor tiempo, que a su vez permite evaluar el riesgo de ocurrencia, como se puede apreciar en el trabajo realizado por Pla (1997), donde se realizó una evaluación más integral. Este autor desarrolló un modelo teórico de base física (SOMORE), que plantea la evaluación de los procesos de movimientos en masa, haciendo particular énfasis en las variables del suelo, aunque se basa en las relaciones entre distintos factores: pendiente, clima, suelo, uso y manejo. Este modelo identifica las condiciones necesarias para que se desencadene un movimiento en masa, permitiendo la simulación de los procesos hidrológicos de suelo bajo las condiciones predominantes del sistema suelo, clima, manejo y cultivos. Éste fue probado y validado con observaciones de campo y mediciones en sitios con evidencias históricas, para la predicción de procesos de movimientos en masa del tipo deslizamientos.

Otros autores han usado la evaluación preventiva del riesgo geológico, como una forma novedosa de valorar la cartografía geotécnica, realizando el ordenamiento territorial a partir de niveles de estabilidad relativa, combinando sectorizaciones de clases de pendiente y de información geológica-geomorfológica, con la finalidad de separar y caracterizar las unidades de roca/sedimento y algunas estructuras, considerando la variabilidad y distribución espacial de los movimientos en masa y la formación de sistemas continuos de cárcavas (Pérez, 2008).

### **2.3.1. Variables utilizadas en la evaluación de movimientos en masa en Venezuela.**

Las variables empleadas, incluyen variables continuas y categóricas, cuantitativas y cualitativas y combinaciones de éstas. En muchos de los casos, se combinan variables relacionadas con la susceptibilidad intrínseca del paisaje o variables condicionantes y variables relacionadas con la activación. Sin olvidar que entre las variables consideradas activadoras, se encuentran tanto variables naturales como variables relacionadas con la actividad humana (Delgado *et al.*,

2009). De hecho, Ayala *et al.* (2007) señalan al hombre como un agente modificador del paisaje que acelera los procesos modeladores del terreno.

Entre las variables cuantitativas se encuentran: la pendiente media de la tierra (Cartaya *et al.*, 2006), pendiente general del terreno, pendiente media de las laderas de la cuenca dominante, longitud de las laderas de las cuencas (Elizalde y Daza, 2003), la orientación, la elevación, el índice topográfico de humedad (Gómez y Kavzoglu, 2005), el perfil de curvatura, plano de curvatura, forma del terreno, entre otras (Pineda, 2008; Pineda *et al.*, 2011a). También se han tomado en cuenta variables geomorfológicas tales como: forma de Horton; circularidad; secciones transversales de los cauces (Delgadillo *et al.*, 2009); pendiente media y pendiente promedio del cauce, pendiente longitudinal de los cauces principales, tamaño de la cuenca dominante (Elizalde y Daza, 2003). Estos últimos, si son evaluados en conjunto con la ocurrencia de precipitaciones extremas, nos permiten estimar la probabilidad de ocurrencia de crecidas y su relación con la capacidad de erosión y transporte de materiales de dimensiones heterogéneas (Ayala *et al.*, 2007). Otros autores incluyen la altura relativa y la posición geomorfológica (Elizalde y Daza, 2003), aunque su relación con la ocurrencia de movimientos en masa no es clara, debido a la influencia de otros factores y a la interacción de los mismos.

Como variables se encuentran, por ejemplo, la red de drenaje (Cartaya *et al.*, 2006) en la cual se evalúan variables relacionadas con índices morfométricos tales como: número de orden; longitud de los cauces; relación de bifurcación; densidad de drenaje. Estas variables se pueden evaluar de forma individual o en conjunto con información climática. En esta categoría se incluyen algunas variables relacionadas con la geología tales como: líneas de fallas (Laffaille *et al.*, 2005); litología y fracturas del material geológico (Ayala *et al.*, 2007) o deleznablez, tal como especifican Elizalde y Daza (2003) y variables relacionadas con geomorfología o morfología tales como forma del terreno (Elizalde y Daza, 2003).

Entre las variables condicionantes, por ejemplo se encuentra el relieve de fuertes pendientes, la presencia de valles intramontanos estrechos, una red hidrográfica densa, rocas medianamente fracturadas y mantos de meteorización espesos, suelos poco cohesionados con baja capacidad de retención de agua de lluvia y el dominio de los procesos morfogenéticos de laderas por encima de los procesos pedogenéticos, sobre todo en fuertes pendientes (Zinck, 1990; Arismendi *et al.*, 2000; López, 2004).

Entre las variables activadoras cualitativas y cuantitativas, no solo se asocia la ocurrencia de movimientos en masa a las precipitaciones extremas, también se incluye como variables activadoras al alto nivel de intervención de las laderas y variables relacionadas con la actividad sísmica, las cuales se conjugan, para acelerar los procesos naturales en zonas de vertientes (Ayala *et al.*, 2007). Es así como factores como el clima y la tectónica, juegan un papel importante como modeladores del relieve terrestre a través de la evolución de las estructuras erosionales y deposicionales. Estos factores a su vez adquieren una alta complejidad al ser perturbados por la actividad humana (Pérez, 2000). En algunas áreas como en los Andes Venezolanos, las líneas de fallas, le confieren al área cierta susceptibilidad intrínseca y pueden convertirse en una variable activadora, debido a su relación con la sismicidad.

Especial atención se le da a la evaluación de variables activadoras relacionadas con los factores clima y actividad humana. En el caso del clima, se ha corroborado que las precipitaciones de intensidad y cantidad muy elevadas, activan procesos modeladores de las vertientes y además coadyuvan a la aparición de nuevos movimientos en masa. Estos pueden activarse en áreas donde la intervención humana no es muy significativa o donde el nivel de exposición del suelo ante los agentes extremos se hace presente (Ayala *et al.*, 2007) o en zonas muy intervenidas. En algunos casos se evalúa por ejemplo la erosividad (lámina en una hora, lámina en una tormenta y frecuencia de tormentas en siete días) (Elizalde y Daza, 2003). En otros casos se analizan registros de intensidades máximas de precipitación y se ajustan los registros pluviográficos a la distribución de probabilidad de Gumbel (Delgadillo *et al.*, 2009).

La actividad humana, agropecuaria o de otra índole, también influye en el desencadenamiento de movimientos en masa, debido a las modificaciones en el paisaje (Pla, 1997; Ferrer *et al.*, 2005). En algunos casos, el efecto de esta actividad es evaluado indirectamente a través de la cobertura vegetal, ya que con frecuencia, existe una afectación directa de la misma. Así, por ejemplo Elizalde y Daza (2003) utilizan como variable el tipo formación vegetal de la cobertura dominante.

Con la finalidad de ilustrar los distintos enfoques utilizados para la evaluación de los movimientos en masa, se mencionan algunos trabajos realizados en la Cordillera de La Costa y en La Cordillera de Los Andes. De forma general, en los trabajos realizados en la Cordillera de La Costa predomina un enfoque litogeomorfológico, mientras que en la Cordillera de Los Andes predomina el enfoque geográfico o geotécnico. En ambas áreas se relaciona la activación de los movimientos en masa con los factores clima, sismicidad e intervención humana, pero en la Cordillera de La Costa se hace más énfasis en el factor climático, mientras que en la Cordillera de Los Andes se hace más énfasis en la sismicidad ó tectónica, indudablemente a causa de las características geológicas que diferencian ambas regiones. En ambos casos, la actividad humana es un factor preponderante.

### **2.3.2. Trabajos realizados en la Cordillera de La Costa relacionados con el evento ocurrido en Venezuela en 1999.**

Entre los eventos más destructivos ocurridos en Venezuela se considera el acaecido en la Cordillera de la Costa Central en 1999 (Lyon, 2002), el cual fue calificado como el evento de flujo de detritos más grande de Latinoamérica (López *et al.*, 2003) donde precipitaciones torrenciales ocurridas durante el 15 y 16 de diciembre, causaron crecidas y desbordamientos de más de veinte quebradas o torrentes, provocando flujos de avalanchas de barro, rocas y detritos (EAII-UCV, 2000). Este fenómeno creó una nueva línea de costa y depositó más de 20 millones de metros cúbicos de sedimentos y dejó cantidades de rocas en los cauces (López *et al.*, 2003). El área de afectación de ese sector, presentó una extensión de 50 km<sup>2</sup> (Catia La Mar hasta Los Caracas) y las víctimas se estiman en aproximadamente 20 000 personas (EAII-UCV, 2000). En este caso, las extraordinarias precipitaciones que se produjeron en diciembre de 1999 (precipitación promedio diaria de 380,7mm y 410,4mm; Estación Maiquetía), en combinación con la geología y el relieve del área, provocaron la formación y rompimiento de diques naturales que intensificaron la actividad hidrogeomorfológica sobre la franja costera (Delgadillo *et al.*,

2009) donde se había desarrollado un crecimiento poblacional desordenado (Briceño, 2000) ya que la mayoría de las viviendas se localizaban en las laderas, gargantas y conos de deyección de los torrentes (López *et al.*, 2000a).

Dicho evento fue evaluado por investigadores de diversas disciplinas. Las evaluaciones relacionadas con el régimen climático (Hong *et al.*, 2000; Hernández, 2000; Pérez, 2000; Lyon, 2002; López *et al.*, 2003; Larsen, 2008), consideraron los cambios de periodo de lluvia, la ocurrencia de precipitaciones extremas, la humedad antecedente, la distribución de la precipitación y la intensidad de las mismas (Bello *et al.*, 2000). Otros autores, evaluaron la evolución geomórfica (Pérez, 2000) y geomorfológica (erosión fluvial y sedimentación fluvial) de las cuencas (López *et al.*, 2000a; Hong *et al.*, 2000; Pérez, 2000) o combinaron esta disciplina, con áreas del conocimiento relacionadas con la cobertura vegetal y los suelos (Arismendi *et al.*, 2000). Por ejemplo, Arismendi *et al.* (2000) y López *et al.*, (2003), asociaron el poder destructivo de estos movimientos en masa a las altas pendientes y a la altura en la cual se originaron, así como, a las condiciones iniciales de suelos saturados por las precipitaciones precedentes.

Las características geológicas y litológicas (Marcucci, 2000; Hernández, 2000; Pérez, 2000) de los materiales, tales como, la presencia de sedimentos; suelos profundos y lechos de rocas meteorizadas mecánica y químicamente, aunado a las características morfológicas de las cuencas (Marcucci, 2000) y a la cobertura vegetal (López *et al.*, 2003) se asociaron incluso a los tipos de movimientos en masa que ocurrieron en ésta área. Es importante destacar que en toda el área, los movimientos en masa ocurrieron bajo las mismas condiciones climáticas, pero con tipos de materiales geológicos diferentes, los cuales produjeron distintos tipos de movimientos en masa, que involucraron diferentes tipos de detritos.

Otros autores evaluaron los factores hidrometeorológicos en combinación con factores geológicos y geomorfológicos, los cuales se asociaron a las causas del evento (López *et al.*, 2000b; López *et al.*, 2003) y a la actividad tectónica y presencia de abundantes fallas (Larsen, 2008).

Otros autores, asociaron las posibles causas a la intervención humana, haciendo referencia a la ocupación del valle aluvial, estrecho y de alta pendiente, la canalización de ríos y el rompimiento de una presa de retención de sedimentos construida en el año 1951, así como, la construcción de viviendas en laderas inestables, abanicos fluviales y gargantas de las quebradas (López *et al.*, 2000a; López *et al.*, 2000b; Larsen, 2008) conjuntamente con un crecimiento poblacional de alta densidad (Hernández, 2000).

A pesar de que en la mayoría de los estudios señalados, la evaluación presenta un predominio del enfoque litogeomorfológico y predomina el señalamiento de la precipitación como variable activadora, en conjunto con la actividad humana, es necesaria la caracterización de los suelos por métodos geofísicos, con la finalidad de conocer las características del subsuelo, tales como espesor de los sedimentos y estructura interna para con ellos establecer niveles de susceptibilidad.

### 2.3.3. Trabajos realizados en la Cordillera de los Andes

En el caso Andino se han evaluado diversos tipos de movimientos en masa ocurridos en distintas áreas, tanto desde el punto de vista geológico, como morfológico, morfoestructural y climático. Entre los sucesos más conocidos se tienen los ocasionados por los eventos ocurridos durante Julio de 1994, 1999, 2000 y el año 2005. En 1994, intensas precipitaciones de 120 mm de lluvia en 6 horas, activaron algunos movimientos en masa seguidos por inundaciones repentinas (Gómez y Kavzoglu, 2005) y en 2000 y 2005 se presentaron flujos de barro (Delgadillo *et al.*, 2009). Esta condición aunada a las características de altas pendientes (Yee, 2008); presencia de numerosas fracturas y fallas (Delgadillo *et al.*, 2009); superposición de materiales discordantes de diferente permeabilidades y a la presencia de cobertura vegetal rala, influyen en la susceptibilidad de la zona a la ocurrencia de movimientos en masa

Por lo general, los autores relacionaron la incidencia de movimientos en masa (derrumbes y deslizamientos) a la ocurrencia de un evento extremo, catalogados como lluvias anómalas, debido a su intensidad, duración o frecuencia (Ayala *et al.*, 2007), o a su ocurrencia en lo que normalmente se identifica como época de sequía (Laffaille *et al.*, 2005). Otra de las variables asociadas a la ocurrencia de movimientos en masa es la sismicidad y la tectónica (Ayala, 2006; Delgadillo *et al.*, 2009), la presencia de sistemas de fallas o fallas sísmicas activas (Ferrer *et al.*, 2005; Pérez, 2006; Ferrer, 2006). En algunos casos, la combinación de estas variables fueron asociadas al desencadenamiento de movimientos en masa (Pérez, 2008).

Adicionalmente se han tomado en cuenta las características de la estructura geológica (presencia de rocas altamente fracturadas/deformadas, contacto con el material infrayacente, planos de foliación; los afloramientos semideslizables) y la litología (Pérez, 2006; Yee, 2008). Así mismo, se ha considerado la intervención humana (Pla, 1997; Pérez, 2006; Montiel *et al.*, 2007; Pérez, 2008) al ampliar la frontera agrícola en áreas de altas pendientes (Pla, 1997) e incrementar las vías agrícolas sin planificación y sin medidas de conservación adecuadas (Montiel *et al.*, 2007) incrementado con esto la susceptibilidad “natural” (Pérez, 2008). A su vez, se ha evaluado la incidencia de los derrumbes y deslizamientos de algunas laderas en la obstrucción de cauces, formando lagunas de obturación o represamiento (Laffaille *et al.*, 2005; Ferrer *et al.*, 2005) que rompen sus represas naturales produciendo flujos hiperconcentrados y flujos de detritos, incidiendo posteriormente sobre el eje principal del valle o alimentando torrentes, que ayudados por el agua y la atracción de la gravedad, dan inicio a otros tipos de movimientos en masa tales como los flujos de detritos (Ayala, 2006), con lo cual el efecto sobre las vías de drenaje (Delgadillo *et al.*, 2009) y el comportamiento hidrológico y morfodinámico de las cuencas deben ser evaluados (Ayala *et al.*, 2007).

Las evaluaciones se han realizado identificando las variables biofísicas y condiciones geológicas-geomorfológicas y morfométricas (Yee, 2008; Delgadillo *et al.*, 2009) empleando como apoyo herramientas SIG, imágenes de sensores remotos y técnicas estadísticas (redes neuronales), usando datos derivados a partir de un MDE (Gómez y Kavzoglu, 2005; Montiel *et al.*, 2007). En combinación, con la evaluación de precipitación que incluye la determinación de periodos de retorno y valores umbrales (Delgadillo *et al.*, 2009), hasta evaluaciones del comportamiento de los suelos que toman en cuenta la infiltración (Pla, 1997; Ayala, 2006).

En esta cordillera, al contrario de lo que ocurre en la Cordillera de la Costa Central, algunos autores tales como Laffaille *et al.*, (2006), señalan la necesidad de incluir la variable geomorfología entre los estudios destinados a elaborar la microzonificación sísmica (interacción suelo-estructura) orientando su análisis en el sentido de proponer escenarios de daños relacionados con eventos cosísmicos (movimientos en masa inducidos por sismos). Basado en ello, en el Barrio San José de las Flores, Mérida, Venezuela se estudiaron las condiciones litológicas, estructurales y geotécnicas, así como también las condiciones geomorfológicas del lugar, llegando a la conclusión de que uno de sus principales problemas es el de los movimientos en masa y, en particular, los deslizamientos.

#### **2.4. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN EL ÁREA DE ESTUDIO**

En la cuenca del río Caramacate, Ospina y Elizalde (2004b) desarrollaron un modelo pedogeomorfológico teórico, que les permitió identificar y relacionar factores, características y cualidades de los factores, procesos, subprocesos, así como las condiciones hidrodinámicas, relacionados con algunos tipos de movimientos en masa, tales como: reptación, deslizamientos y derrumbes.

Posteriormente Guillén (2006), realizó un diagnóstico de cicatrices de deslizamientos y estableció las relaciones entre éstas y elementos geomorfológicos propios de unidades de paisajes. Para el establecimiento de la relaciones, desarrolló un índice (ICCEM) vinculado con la densidad de cicatrices, que le permitió seleccionar cualidades enlazadas con la ocurrencia de movimientos en masa; unas intrínsecas del paisaje (deleznabilidad, separabilidad, declividad, relatividad, morfología e intervención) y una detonante (erosividad de la lluvia). Una vez identificadas las cualidades, estableció cuatro clases de erosividad (muy alta, alta, media y baja) basadas en registros climáticos, lo que le permitió a su vez desarrollar un modelo de predicción de susceptibilidad de movimientos en masa. El análisis de las cualidades se desarrolló a través de un análisis multivariado de componentes principales en el cual las variables utilizadas fueron: granulometría del suelo, espesor del suelo, porosidad esperada, consistencia de la roca, densidad de fracturas y fallas, pendiente general del terreno, formación vegetal de cobertura dominante, altura absoluta y forma de la ladera. De estos, los que más explican los movimientos en masa en la cuenca del río Caramacate son: la densidad de fracturas y fallas y la consistencia de la roca, ambos relacionados con el aumento de la infiltración, lo cual promueve la formación de planos de deslizamientos o zonas de debilidad en los materiales rocosos.

Como resultado final, Guillén (2006) encontró que la cuenca presenta una susceptibilidad ligera para las clases de erosividad media o baja (84 al 92% de la superficie, respetivamente), para la clase de erosividad alta, la susceptibilidad fue moderada para el 88% de la superficie, pero para la clase de erosividad muy alta, la cuenca presenta una susceptibilidad severa o muy severa en el 52% de su superficie, mientras que solo el 48% de la superficie presentó una susceptibilidad moderada a ligera. Al comparar estos resultados con el ICCEM, el autor encontró que el modelo propuesto presentó un poder de predicción bajo (54 a 62% de coincidencia con la presencia de cicatrices reconocibles en fotografías aéreas a escala 1: 25 000).

Posteriormente, en un área muestra de 6760 ha localizada dentro de la cuenca del río Caramacate Pineda (2008) y Pineda *et al.*, (2011a) realizaron una evaluación cualitativa y cuantitativa de la susceptibilidad a los movimientos en masa, con el fin de conocer los factores y procesos asociados al fenómeno general e identificar las variables relacionadas con la susceptibilidad a los movimientos en masa y su distribución espacial dentro del área de estudio.

En el primer método, evaluó unidades discretas de paisaje, mientras que con el segundo evaluó un conjunto de variables continuas del paisaje, por medio de un análisis de regresión logística. Las unidades de paisaje fueron evaluadas por medio de un índice de susceptibilidad, calculado como el cociente entre el número de cicatrices de deslizamiento por superficie dentro de cada unidad y en toda la zona. El índice de susceptibilidad varió desde 0 para los sedimentos coluvio aluviales a 1,23 para la unidad denominada "El Caño y El Chino", lo cual permitió inferir que esta última es la más susceptible a los movimientos en masa.

La regresión logística reveló que los factores condicionantes de este tipo de movimiento en masa en el área son: el tipo de relieve, la distancia a la red de drenaje, el grado de cobertura vegetal medido a través del NDVI (índice vegetación de la diferencia normalizada) y la ubicación en el paisaje; mientras que el factor activador fue el percentil 75 de la precipitación. La ecuación de regresión predice una alta susceptibilidad a los movimientos en masa en toda la zona, particularmente en laderas con escasa cobertura vegetal. Tal susceptibilidad aumenta en formas de terreno cóncavas, ubicadas a menos de 50 m de distancia de la red de drenaje.

Posteriormente, se aplicó un análisis de redes bayesianas para evaluar la susceptibilidad del área a la ocurrencia de movimientos en masa encontrándose una alta coincidencia con los resultados encontrados con la regresión logística. Sin embargo, la red bayesiana mostró más claramente la interacción entre las variables intrínsecas relacionadas con los movimientos en masa, mientras que los resultados del modelo de regresión logística puede representar la distribución espacial de la susceptibilidad a la erosión en masa (Pineda *et al.*, 2011a).

## **2.5. CONSIDERACIONES FINALES**

El planteamiento del presente trabajo se sustenta en el reconocimiento de variables asociadas con el desencadenamiento de movimientos en masa, usando como modelo el esquema teórico de factores formadores de suelo y de paisaje. Los factores relacionados con la formación de suelo son: el material parental, la biota, el clima, el relieve y el tiempo (Jenny, 1941). Estos mismos factores están relacionados con el desarrollo del paisaje (McBrayney *et al.*, 2003), incluyendo en este caso al hombre como factor adicional.

Necesariamente la combinación de dichos factores relacionados tanto con el suelo como con el paisaje, genera procesos formadores de suelo o de paisaje, como lo expone Elizalde (2009). Entre ellos el proceso general de pérdida o remoción, como lo es la erosión, y los movimientos en masa en particular. Sin embargo, no se debe olvidar que el desencadenamiento de movimientos en masa depende de la combinación exacta de determinados factores de carácter local, que le confiere a cada zona particular un determinada susceptibilidad. De esta manera, en otras áreas, la combinación de variables desencadenadoras o activadores de movimientos en

masa pueden ser distinta o las mismas variables pueden actuar con una intensidad diferente (Pérez, 2000; Elizalde y Daza, 2000 y 2003). En consecuencia, las variables estudiadas en distintos trabajos relacionados con la evaluación de los movimientos en masas, no pueden ser tomadas como una lista de variables a evaluar para determinar la susceptibilidad o el riesgo a movimientos en masa, ya que cada región tendrá una combinación particular de variables condicionantes y desencadenantes de estos procesos.



### **3. METODOLOGÍAS DE ANÁLISIS, CLASIFICACIÓN Y MODELIZACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA EN EL AMBITO INTERNACIONAL.**

#### **3.1. RESUMEN**

En el capítulo anterior se establecieron las bases técnicas de los trabajos realizados a nivel nacional, los cuales en la mayoría de los casos se basan en un análisis cualitativo con un predominio del enfoque litogeomorfológico y con el señalamiento de la precipitación, la intervención humana y la sismicidad como variables activadoras. En el presente capítulo basado en la revisión de artículos internacionales, se describen los movimientos en masa como parte de un proceso general de pérdida que contribuye con la formación del paisaje, por lo cual se propone la identificación de los factores involucrados con la formación del paisaje a través del uso de la matriz de SCORPAN (s: soil, c: climate, o: organisms, r: topography, p: parent material, a: age, n: space), determinando cuales son factores activadores y condicionantes y cuáles son sus interacciones. Estos factores se deben determinar tanto a nivel local como regional, reconociendo con ello incluso las causas, mecanismos y efectos relacionados con los distintos tipos de movimientos en masa, lo cual posteriormente facilitaría el reconocimiento de su distribución espacial. Sin embargo, debido a la variabilidad espacial del paisaje, los factores considerados condicionantes en una localidad, pueden actuar como factores activadores en otras. Igualmente se propone la integración de distintos sistemas de clasificación de distintos los tipos de movimiento en masa en un sistema único, que apoye la identificación de estos. Es posible que el reconocimiento de uno o varios tipos de movimiento en masa en una zona, permita reconocer y comprender cuales son los factores que influyen sobre ellos y sus interrelaciones permitiendo mejorar los sistemas de clasificación, la evaluación de la susceptibilidad y el riesgo tanto a nivel local como regional, así como, el desarrollo de modelos de simulación. Una vez identificados los factores es recomendable el uso de herramientas estadísticas en combinación con técnicas de espacialización y modelos de base física, que permitan comprender el comportamiento espacial y temporal de factores condicionantes y activadores y su evolución.

#### **3.2. INTRODUCCIÓN**

La forma de la superficie de la Tierra es frecuentemente usada para interpretar la naturaleza de los procesos que contribuyen a su formación (Jamieson *et al.*, 2004). Entre estos procesos se encuentran los movimientos en masa, los cuales pueden ser descritos como procesos naturales o provocados por el hombre y generan un efecto sobre el paisaje.

Existen diversos métodos y técnicas para establecer dichas relaciones causa-efecto. Sin embargo, el paso primordial se debe centrar en la identificación de los factores relacionados con la formación del paisaje y el suelo en cada localidad. Una vez identificados estos factores, los mismos deben ser reclasificados como activadores o condicionantes de la ocurrencia del movimiento en masa y se deben seleccionar las variables que caracterizan a dicho factor.

Para la selección de dichos factores en este trabajo se usó como referencia el artículo de McBratney *et al.* (2003), en un intento de no suministrar un listado de variables a evaluar, sino de suministrar una metodología de selección de factores y variables en cada localidad. En este

caso se recomienda el establecimiento de relaciones entre los movimientos en masa y su ambiente, basados en la matriz de SCORPAN(s: soil, c: climate, o: organisms, r: topography, p: parent material, a: age, n: space) desarrollada como una función de predicción espacial de suelo. Esta ecuación, está basada en siete factores predictivos inspirados en la ecuación de formación de suelo de Jenny (1941), la cual es aplicable a la formación del paisaje como un todo.

La identificación de factores activadores o condicionantes dentro de cada localidad, a su vez, facilita la identificación y clasificación de los distintos tipos de movimientos en masa y la identificación de los distintos tipos de movimientos en masa facilita la identificación de los factores involucrados. Los cuales por su complejidad son difíciles de clasificar y existen numerosos criterios.

Adicionalmente se presenta un esquema para la identificación de distintos tipos de movimientos en masa usando como criterios básicos el contenido de humedad y la influencia de la gravedad, conjugados con criterios tales como el tipo de material (rocas, detritos o escombros, nieve, tierra), grado de meteorización, orientación de la estructura geológica, mecanismos de deformación (caída, derrumbamiento, extensión lateral, flujo y deslizamiento), la geometría, profundidad, ruptura del manto superficial, cercanía a canales y nivel de intervención. Posteriormente se esquematizan diversas técnicas desarrolladas, tanto para la identificación y mapeo (sensores remotos) como para el establecimiento de relaciones entre estos y su entorno. Una de las formas más sencillas es el desarrollo de diferentes mapas (mapa de inventario de deslizamientos, mapa de actividad de deslizamientos, mapa de amenaza relativa de deslizamientos, mapas de vulnerabilidad a deslizamientos, entre otros), que muestran la distribución, tipo y estado de los movimientos en masa (Zinck *et al.*, 2001).

Hoy en día con el apoyo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y técnicas de análisis estadístico cada vez más avanzadas (Dai y Lee, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Ohlmacher y Davis, 2003; Duman, 2005; Guzzetti *et al.*, 2005; Can *et al.*, 2005 y Federici *et al.*, 2006), se han ampliado las vías para el establecimientos de las relaciones, debido a que las relaciones no son lineales. Una vez establecidas las relaciones, se realiza la evaluación de la susceptibilidad y el riesgo.

El presente capítulo tiene como objetivo mostrar algunos criterios básicos para la clasificación, tipificación e identificación de movimientos en masa en campo, identificación de factores activadores y condicionantes, el establecimiento de relaciones causa efecto y a su vez presentar algunas metodologías de evaluación y modelización de la susceptibilidad y riesgo.

### **3.3. PROCESO NATURAL O PROVOCADO POR EL HOMBRE**

Los movimientos en masa son considerados procesos naturales o provocados por el hombre. El término natural, se asocia a aquellos movimientos en masa que ocurren en el paisaje como parte de los procesos generales de formación del mismo, como por ejemplo el proceso de pérdida de suelos o materiales litológicos. Estos pueden ocurrir debido a la susceptibilidad propia del paisaje como un todo o debido específicamente a la susceptibilidad de algunas de sus variables; activándose dicha susceptibilidad, por la actividad sísmica o meteorológica, entre otras causas.

Los movimientos en masa provocados por el hombre, corresponden a aquellos que ocurren en áreas susceptibles o no, donde la actividad humana ha inducido un incremento de la susceptibilidad, debido a su intervención; por ejemplo a través de la deforestación o la urbanización (Ollier *et al.*, 2007, Geymen y Baz, 2008). En este caso, los movimientos en masa se asocian por lo general a áreas donde hay intervención en la cobertura vegetal (Zinck, 1990; Zhou *et al.* 2002; Can *et al.* 2005), áreas donde se altera la configuración de las formas del paisaje (Zêzere, *et al.*, 1999; González *et al.*, 2002; Remondo *et al.*, 2004) y áreas que son objeto de ocupación urbana en zonas de altas pendientes.

### **3.4. POSIBLES CAUSAS Y MECANISMOS**

Para evaluar las causas y los mecanismos de activación de los movimientos en masa, es necesario realizar una evaluación de las características naturales regionales y locales del paisaje como un todo, y relacionar estas características a factores generales de formación de suelo y paisajes (Ambrosi and Crosta, 2006). La existencia de estas relaciones facilita la identificación de variables involucradas, la identificación de las causas y el establecimiento de los mecanismos de acción. Todo ello facilita posteriormente el reconocimiento de su distribución espacial (Zhou *et al.*, 2002). Entre los factores formadores generales del suelo, que a su vez pueden ser relacionados con el paisaje, se tienen: el material parental del suelo; el suelo; el clima; los organismos; la topografía; el tiempo y la estructura espacial o ubicación geográfica (McBratney *et al.*, 2003).

El material parental incluye la roca, el regolito y el sedimento. El suelo incluye variables de interés relacionadas con el desencadenamiento de movimientos en masa, tales como las propiedades hidrológicas (límite líquido, límite plástico, contenido de agua a saturación) y estructurales de los suelos, tales como la distribución y disposición de los poros del suelo, el espacio poroso total, la estabilidad de agregados y la pedregosidad, entre otros el contraste entre horizontes y con el sustrato (Chacón *et al.*, 2006). Sin embargo, a pesar de que se pueden identificar variables relacionadas con el material parental o con el suelo, existe una estrecha relación entre el suelo y los lechos de roca, debido a que estos, son consecuencia directa del regolito y las saprolitas (roca meteorizada en sitio), y estos a su vez, son consecuencia de la meteorización del lecho de rocas (Ollier *et al.*, 2007). Estos materiales por efecto de distintos grados de meteorización cambian sus propiedades físicas y probablemente el contexto hidrogeológico; consecuentemente, pueden influir en las causas de los movimientos en masa, aunados a cambios tales como, el aumento de carga y la pérdida de la capacidad de apoyo o soporte (Ollier *et al.*, 2007). Razón por la cual la naturaleza de la profundidad de la meteorización puede ser un factor de control importante en la propensión a los movimientos en masa.

El clima y los organismos, incluyen las propiedades del ambiente atmosférico, en un punto o región, y propiedades o variables relacionadas con la fauna, la vegetación y la actividad humana. La topografía incluye las características del terreno y la estructura espacial incluye la posición geográfica o ubicación espacial (McBratney *et al.*, 2003). Adicionalmente se deben considerar las interacciones ente estos factores y el efecto del factor tiempo.

Una vez identificados los factores involucrados, Huabin *et al.* (2005) establecen, que estos pueden ser clasificados como factores condicionantes o preparatorios y factores activadores. Los factores preparatorios son variables intrínsecas del terreno, tales como las condiciones geológicas y la estructura de la pendiente, y los factores activadores son variables extrínsecas, tales como la precipitación y la actividad humana.

Es importante aclarar que debido a la variabilidad espacial del paisaje, los factores considerados condicionantes en una localidad, pueden pasar a ser considerados factores activadores en otras, y que estos factores y sus combinaciones, varían en uno u otro lugar, e incluso varían en función del tipo de movimiento en masa.

### **3.4.1. Factores condicionantes**

Entre los factores condicionantes se presentan las variables relacionados con el material parental; el suelo, el relieve y la cobertura vegetal. Sidle (1991, 1992), sugiere que la magnitud y ocurrencia de movimientos en masa de tipo deslizamientos o flujos de detritos difieren dependiendo de las condiciones locales (geología, suelo, fisiografía y clima) y las condiciones de la vegetación (especie, condiciones ambientales para su crecimiento, grado de desarrollo de la vegetación existente, así como su densidad, entre otros). Estos factores pueden ser evaluados en estudios locales de eventos individuales o en situaciones particulares, o de forma espacial. Para la evaluación espacial, es necesario conocer las condiciones naturales locales, que controlan la abundancia y tipo de movimiento en masa. Entre las variables del material parental se incluyen por ejemplo: la morfología local y regional; el agrupamiento litológico; la presencia y abundancia de discontinuidades geológicas, incluyendo los planos de lechos de rocas, fallas, uniones y sistema de clivajes. En el factor suelo se incluyen como variables: el tipo y la profundidad del suelo, así como, las propiedades hidrológicas y mecánicas del suelo y las rocas (Carrara, 1983). En el caso del factor cobertura, se incluye su extensión, tipo de cobertura vegetal y densidad.

La fuente de esta información pueden ser mapas preexistentes de cada uno de los factores, la cual se debe complementar con levantamiento de información en campo. Para los factores material parental y suelo, generalmente se usan mapas de geología (Magliulo *et al.*, 2009), geomorfología y suelo o imágenes de sensores remotos que permiten obtener información ambiental (configuración de litológicas, estructurales) (Guzzetti, 2003; Ostir *et al.*, 2003). Estos mapas son básicos para explicar y predecir la ocurrencia de movimientos en masa, sobre todo cuando se utilizan en combinación con mapas de meteorización y de inventario de movimientos en masa (Ollier *et al.*, 2007).

En el caso de variables relacionadas con el relieve o la topografía, frecuentemente se utilizan los modelos digitales de elevación (MDE) (Ostir *et al.*, 2003; Magliulo *et al.*, 2009) para crear los componentes básicos y los indicadores morfométricos de las formas (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005), incluyendo en numerosos casos, el desarrollo de algoritmos sofisticados para el cálculo de variables geomorfométricas (Ollier *et al.*, 2007) o parámetros hidrogeomorfológicos (Adediran *et al.*, 2004; Iwahashi y Pike, 2007). Estas y otras variables geomorfométricas, tales como: área, perímetro, longitud y ancho de la cuenca; pendiente o desnivel de los canales de drenaje; relación

de elongación; número, orden, longitud de los canales de drenaje; entre otros, pueden ser derivados fácilmente usando como apoyo a los sistemas de información geográfica (Jamieson *et al.*, 2004; Shtober-Zisu *et al.*, 2008).

Los MDE son útiles para delimitar, describir o comparar cuantitativamente las formaciones terrestres, entidades geográficas y diferenciar los distintos procesos geomorfológicos (meteorización, sedimentación, erosión, tectónica), así como sus condiciones de equilibrio o balance (Miliaresis 2001; Scheidegger 2002; Adediran *et al.*, 2004; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Iwahashi y Pike, 2007; Römer, 2007). La mayor ventaja del uso de estas variables geomorfométricas para caracterizar el factor relieve consiste en reducir el sesgo de cada intérprete o analista de la información básica (fotografías aéreas o mapas topográficos) (Iwahashi y Pike, 2007).

Los MDE pueden ser generados a partir de mapas topográficos (líneas de altura, cotas y ríos), imágenes fotogramétricas (Schiefer y Gilbert, 2007) o se pueden usar técnicas más avanzadas (escaneo láser) como LIDAR (Light Detection and Ranging). Este último permite derivar modelos digitales de superficie, que permiten obtener precisión submétrica e incluso obtener información sobre la mecánica y actividad de los deslizamientos pasados y deslizamientos que modifican los procesos geomorfológicos (Ostir *et al.*, 2003; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Jácome *et al.*, 2008; Booth *et al.*, 2009).

Para la evaluación de la cobertura vegetal y sus cambios, se pueden usar mapas preexistentes de usos de la tierra y cobertura vegetal; fotografías aéreas o imágenes de sensores remotos (Landsat, Spot, TERRA, ASTER, entre otros) tal como lo reporta Ostir *et al.* (2003); Koutsias y Karteris (2003), Aich *et al.* (2008). Las imágenes de satélites se pueden clasificar visualmente usando combinaciones de bandas, se puede también utilizar la clasificación supervisada, o se pueden generar índices basados en la propiedades de sus bandas espectrales y varias técnicas de sensores remotos (Koutsias y Karteris, 2003; Geymen y Baz, 2008), tales como el uso del falso color y el Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI) desarrollado por Rouse *et al.* (1973a), entre otros índices. Zhou *et al.* (2002), Dai y Lee (2002) y Maselli, (2004), demostraron que los valores del NDVI presentan una relación con la distribución de algunos tipos de movimientos en masa. Sin embargo, la cobertura vegetal presenta un papel controversial, al ser considerada por algunos autores, como factor activador en algún caso, o condicionante en otros. Por ejemplo, Glade (2003) consideró, que bajo bosque nativo, los deslizamientos de tierra no eran tan comunes, debido a la protección de la densidad de cobertura. Sin embargo, en otras áreas el comportamiento de la vegetación es distinto (D'Amato Avanzi *et al.*, 2004) debido a la naturaleza de la cobertura vegetal, su densidad y tipo, entre otros factores.

### **3.4.2. Factores activadores**

La mayoría de los autores considera como factor activador al clima, específicamente la ocurrencia de precipitaciones (intensas y prolongadas) extremas (Zêzere *et al.*, 1999; Polemio y Sdao 1999; Zhou *et al.*, 2002; Guzzetti, 2003; Ostir *et al.*, 2003; Chau *et al.*, 2004; Coe *et al.*, 2004; D'Amato Avanzi *et al.*, 2004; Huabin *et al.*, 2005; y Can *et al.*, 2005). Otros incluyen como factores activadores a la intervención humana (Cruden, 1976); la actividad sísmica

(Wasowski y Del Gaudio, 2000; Guzzetti, 2003, Crosta *et al.*, 2008), la actividad volcánica; la erosión pasada y el derretimiento de la nieve (Guzzetti, 2003). Incluso, algunos autores incluyen como factor activador a la profundidad de la meteorización (Ostir *et al.*, 2003) en regolitos y saprolitas (Ollier *et al.*, 2007). No obstante, las diferencias entre los factores activadores y condicionantes son difíciles de establecer, debido a que los movimientos en masa son causados por procesos heterogéneos, ya que algunas veces, éstos muestran una gran variedad de mecanismos de activación, lo cual ha hecho difícil incluso su clasificación.

Una vez identificado el o los factores involucrados en el desencadenamiento de determinado tipo de movimiento en masa, es necesario determinar, la intensidad, frecuencia, duración y magnitud de dicho factor o factores (Guzzetti, 2003).

Los factores de activación también pueden ser espacializados para describir su variación geográfica. El más frecuentemente estudiado con relación al desencadenamiento de los movimientos en masa, se tiene a la precipitación (Glade *et al.*, 2000; Aleotti, 2004; Guzzetti *et al.*, 2004; Chang y Chiang, 2009; Chiang y Chang, 2009). La precipitación (promedios, mensuales, anuales, estacionales, entre otras) pueden ser espacializadas usando un inventario de estaciones meteorológicas, para generar polígonos de Thiessen (Zhang y Luu, 2009) o mapas de datos continuos de precipitación que relaciona ésta, con variables del relieve (Segele, *et al.*, 2008) a través de interpolaciones (Tveito *et al.*, 2005; Wang y Sassa, 2006) de redes irregulares triangulares (TIN) o Kriging (Thomas y Herzfeld, 2004), o a través de análisis estadísticos tales como la regresión múltiple o regresión logística (Chang y Chiang, 2009), o geoestadística, tal como se señaló anteriormente. También se puede establecer su distribución a partir de imágenes de percepción remota como Meteosat-3 (Ostir *et al.*, 2003) o imágenes de radar (Chang y Chiang, 2009) en combinación con observaciones meteorológicas (Ostir *et al.*, 2003). Dependiendo de la calidad de los datos, se usan registros de intensidad, duración y frecuencia, estimándose las precipitaciones máximas acumuladas en 24h (Wang y Sassa, 2006) o en 3h (Chang y Chiang, 2009).

Para determinar las relaciones entre los movimientos en masa y los factores de activación y condicionantes, se han desarrollado varios procedimientos: relaciones empíricas, y comparaciones entre áreas susceptibles y no susceptibles a través de análisis estadísticos tales como correlaciones (Dai y Lee, 2003), regresión múltiple, regresión logística (Dai y Lee, 2003), entre otras. Se han realizado predicciones a través de medidas superficiales, subsuperficiales y geotécnicas (Guzzetti *et al.*, 2008); modelos mecánicos de condiciones de estabilidad de pendientes; evaluaciones de movimientos en masa actuales y potenciales sobre grandes áreas o países enteros con base en observaciones y modelos geológicos y geomorfológicos (Carrara *et al.*, 1992) entre otras.

### **3.5. CLASIFICACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA**

Los movimientos en masa son procesos geológicos y geomorfológicos complejos, por consiguiente, difíciles de clasificar y difícilmente se podría establecer una única metodología para la evaluación de la susceptibilidad y el riesgo (Guzzetti, 2003; Alexander, 2008). Actualmente son múltiples los criterios de clasificación de los movimientos en masa. Sin

embargo, la mayoría de ellos parten de una base común que sostiene que los distintos tipos de movimientos en masa son consecuencia de los contenidos de humedad, con asistencia o inducidos por la gravedad. Ambos criterios se conjugan con criterios tales como el tipo de material (rocas, detrito o escombros, nieve, tierra), y mecanismos de deformación (caída, derrumbamiento, extensión lateral, flujo y deslizamiento) para establecer los tipos de movimientos en masa. Estos últimos dos criterios tomados de Varnes (1978).

Una primera aproximación para la clasificación de los movimientos en masa fue realizada por Sharpe (1938), basado en su geomorfología, dividiendo estos en cuatro categorías. Los flujos incoherentes lentos, tales como la solifluxión y el arrastre; los flujos incoherentes rápidos, tales como los flujos de tierra, lodo y detrito; los deslizamientos que incluían los desplomamientos, deslizamientos y caídas de detrito y rocas; y por último los hundimientos. La velocidad del movimiento era tomada en cuenta, aunque en forma indirecta.

Posteriormente Varnes (1978), Cruden y Varnes (1996) y Bergsman *et al.* (1996), incluyen como criterios de clasificación a la velocidad del movimiento y la profundidad (Bergsman *et al.*, 1996). En este caso, los movimientos en masa pueden ser lentos o rápidos, superficiales o profundos e incluir uno o más de los mecanismos de deformación (flujo, deslizamiento o caída). Sassa (1985, 1989), desarrolla un sistema de clasificación basado también en el mecanismo de iniciación del movimiento en masa, donde los deslizamientos de tierra incluyen mecanismos de deslizamiento, licuefacción y caída.

Carson y Kyrby (1972), toman en cuenta para la clasificación, tres mecanismos básicos relacionados con el contenido de humedad: hinchamiento, deslizamiento y flujo, estableciendo que cualquier proceso específico de movimiento en masa deriva de una combinación particular de estos tres mecanismos, incluyendo dentro de los mecanismos la velocidad del movimiento y la viscosidad del material además del contenido de humedad.

Keefer (1984) y Zinck, (1996) empleando la terminología de Varnes (1978), clasifican a los movimientos en masa, de acuerdo a la naturaleza del material removido, el tipo de movimiento y la velocidad del flujo, incluyendo además de las condiciones de humedad, la geometría del deslizamiento (Zinck, 1996), y la profundidad (Keefer, 1984) reconociendo al igual que Carson y Kyrby (1972), la importancia del agua en la ocurrencia de los movimientos en masa, además de la asistencia de la gravedad en condiciones de alta pendiente.

Sin embargo, a pesar de que se han desarrollado distintos tipos de clasificación y se han realizado esfuerzos en tratar de lograr un sistema de clasificación único (Sidle y Dhakal, 2002), no existe un sistema de clasificación que unifique los criterios utilizados para la caracterización de los movimientos en masa. De hecho, el sistema de clasificación más utilizado mundialmente y considerado como la clasificación oficial de la Internacional Association of Engineering Geology and Environment-IAEG, clasifica los movimientos en masa en función del tipo de movimiento y el tipo de material, sin tomar en cuenta los mecanismos básicos establecidos por Carson y Kirkby (1972).

Una de las causas que dificulta su clasificación, consiste en que en la mayoría de los casos, estos no se presentan en su forma simple, sino que son movimientos complejos que involucran varios tipos de procesos frecuentemente vinculados de diversas maneras (Varnes, 1978). En la naturaleza, la separación de tipos de movimientos en masa queda frecuentemente enmascarada por la gran variedad de formas transicionales, como producto de la combinación de procesos (Bergsman *et al.*, 1996), tal como lo describe Ostir *et al.*, (2003) en el trabajo realizado en la montaña Mangart en Slovenia, donde un deslizamiento de tierra se convierte en pocas horas, en un flujo de detrito. En Venezuela, López *et al.* (2000a) y Arismendi *et al.* (2000) al evaluar la ocurrencia de deslizamientos en la Cordillera de la Costa central, encontraron que inicialmente en las laderas de altas pendientes ocurrieron deslizamientos, los cuales posteriormente socavaron el cauce de quebradas y debido a las características del material se transformaron en cárcavas, aludes y avalanchas, que acumularon una gran fuerza expansiva y presión de arrastre en algunas cuencas, terminando en flujos de lodos (material fino), y flujos de detritos (grandes bloques y arrastres de restos vegetales) que ocasionaron el depósito del material detrítico en la franja costera.

Por otra parte, estos pueden ocurrir de forma aislada o en grupos, en un periodo de horas o días (Guzzetti, 2003), lo cual además de dificultar su clasificación, hace difícil el establecimiento de una metodología de evaluación de la susceptibilidad y riesgo asociado.

A continuación se presenta un esquema (Figura 3.1) donde se propone la clasificación de los movimientos en masa, basado en la integración de varios criterios de identificación tales como: el tipo de material, tomando en cuenta su grado de meteorización y orientación; el efecto de la gravedad; el contenido de humedad; la velocidad del flujo, la viscosidad del flujo o resistencia al flujo; la geometría del movimiento incluyendo su profundidad; el movimiento a través de canales de ríos o sus vertientes; la ruptura del manto superficial y el nivel de intervención humana, con la finalidad de obtener las bases para un criterio de clasificación único.

En el mismo podemos observar, que el tipo de movimiento en masa denominado **caída**, se refiere principalmente a la caída de rocas aisladas, piedras o regolitos, que se desplazan por la pendiente por efecto de la gravedad, lo cual ocurre por caída libre o saltando o rodando (Cruden, 1976). En este caso en particular, el material presenta cierto grado de litificación por algún proceso de formación de rocas. La ocurrencia de este tipo de movimiento en masa depende del efecto de la meteorización y la orientación de las discontinuidades. Áreas con mayor meteorización y que presenten orientación de las discontinuidades en sentido de la pendiente, serán más propensas a este tipo de movimiento en masa. Por lo general, ocurre en seco o con poca participación del agua.

El tipo de movimiento en masa denominado **volcamiento**, incluye materiales de rocas, detritos, regolitos y suelos. Al igual que el tipo anterior, es asistido principalmente por la gravedad. En este caso ocurre una rotación rápida del material sobre un mismo eje. La forma más simple es el volcamiento de bloques dislocados a partir de una saliente o cornisa.

Al tomar en cuenta el contenido de humedad, la velocidad del flujo y la viscosidad, se identifican los mecanismos básicos relacionados con los tipos de movimientos en masa (hinchamiento,



deslizamiento, flujo) según Carson y Kirkby (1972) y relacionados con los tipos de movimientos en masa denominados **derrumbes**, **desprendimientos laterales** y **deslizamientos**, los cuales ocurren a menor contenido de humedad en comparación con otros tipos de movimientos en masa.

Los **deslizamientos** involucran materiales de roca, regolito, detrito y suelo. Pueden ser subdivididos en dos tipos de deslizamiento de acuerdo a la geometría del plano de deslizamiento. Si presentan un plano de deslizamiento cóncavo o convexo, generado por ruptura al momento de originarse el deslizamiento, se denomina **rotacional** y si el plano es recto, normalmente originado sobre un plano ya existente, por ser un plano estructural o de tectónica, se denomina **traslacional**. Algunos autores consideran que los deslizamientos rotacionales suelen ser menos profundos, debido a que por su geometría, involucra pocas capas de material, mientras que los deslizamientos traslacionales son más profundos, debido a que involucran mayor cantidad de capas de material, favorecidas por el plano de inclinación.

El movimiento en masa denominado **flujo**, puede estar constituido principalmente por detritos, regolito o suelo, o combinaciones de los mismos, e incluso dependiendo de su masa, puede incluir rocas dentro del material. Este puede ser subdividido en cuatro tipos de movimiento en masa, dependiendo de la velocidad del flujo y el grado de viscosidad del mismo. La **reptación** es un tipo de movimiento en masa que ocurre de forma lenta, casi imperceptible, sin que las partículas pierdan contacto entre sí y con muy alto grado de viscosidad. Este tipo de movimiento en masa involucra solo a los suelos, a su vez, suele ser subdividido en tres tipos, en función de si hay ruptura del manto superficial de suelo o no. Si no hay ruptura del manto superficial se denomina **manto de reptación** y si hay ruptura se denomina **terracetas**. En este último caso, en el relieve se observan banquetas paralelas de algunos decímetros de ancho y alto, dispuestas en escalones desnivelados por la ruptura del manto. Ambos tipos de movimiento ocurren de forma natural. El tercer tipo de movimiento dentro de la reptación involucra la ruptura del manto superficial y el entre cruce de las líneas de corte de dicho manto (Zinck, 1996), debido a la intervención humana a través del uso de la tierra. Este movimiento en masa se denomina **pisada de vaca**.

El **arrastre** y la **soliflucción** forman parte de los tipos de movimientos en masa denominados flujos. Estos ocurren a una velocidad media, con grado medio de viscosidad. Según Zinck (1990) estos tipos de movimientos en masa se diferencian entre sí, porque la soliflucción es menos profunda al ocurrir en horizontes superficiales.

Por último, el tipo de movimiento en masa denominado **coladas** dentro de los tipos denominados flujos, ocurren a una velocidad alta, con bajo grado de viscosidad. El material se define como un fluido viscoso, de manera que el producto presenta una nueva estructura diferente al material de origen. Generalmente estos son canalizados a través de ríos y sus vertientes. Algunos autores señalan que estos se generan a partir de otros tipos de movimientos en masa que ocurren previamente, tales como los deslizamientos (Brayshaw *et al.*, 2009).

A pesar de los esfuerzos realizados para lograr unificar los criterios de clasificación, es necesario considerar que en la naturaleza la mayoría de los movimientos en masa son complejos, que

varían en tamaño (profundidad y plano de falla) y magnitud y que dependiendo de las condiciones pueden reactivarse periódicamente (Polemio y Sdao, 1999).

### **3.6. IDENTIFICACIÓN Y CARTOGRAFIA**

Inicialmente la evaluación de los movimientos en masa consistía en caracterizarlos y tratar de establecer las causas y mecanismos de su ocurrencia de forma individual o en situaciones particulares. Hoy en día, existe una creciente necesidad, no solo de caracterizarlos y establecer las causas y sus mecanismos, sino también de establecer su patrón de distribución espacial (Guzzetti *et al.*, 1999, Magliulo *et al.*, 2009), con la finalidad de que ésta información sirva de apoyo a la planificación y control en grandes áreas (Guzzetti, 2003). Es por ello, que su identificación y mapeo son necesarios y básicos para el análisis de los movimientos en masa (Chacón *et al.*, 2006).

Estos pueden ser identificados y mapeados usando como apoyo imágenes de sensores remotos (Ostir *et al.*, 2003), tales como imágenes de satélite ópticas (ej. SPOT, Landsat, TERRA, ASTER), imágenes térmicas, radar (ej. ERS, RADARSAT) o fotografías aéreas y SIG (Spiekerny Gori 2000, 2003a, b citados por Chacón *et al.*, 2006). Dependiendo de su resolución, pueden permitir la identificación de los distintos tipos de movimientos (Guzzetti, 2003; Ostir *et al.*, 2003), además de suministrar información de áreas remotas o de difícil acceso.

A pesar de que la identificación espacial e inventario de movimientos en masa a partir de imágenes de percepción remota se ha realizado en numerosos trabajos (Carrara *et al.*, 1992; Van Westen, 2000; Parise, 2001; Coe *et al.*, 2004; Conoscenti *et al.*, 2008), la metodología aplicada tiende a ser subjetiva, debido a que la identificación y mapeo en imágenes de sensores remotos, suministra poca información ambiental. Esto hace necesaria la caracterización de estos fenómenos en campo y el análisis posterior en laboratorio, de algunas variables o atributos relevantes, para el establecimiento y confirmación de las relaciones de los movimientos en masa, con las variables del paisaje. Sobre todo si la colección de datos de campo es insuficiente en términos de precisión, coherencia y actualización.

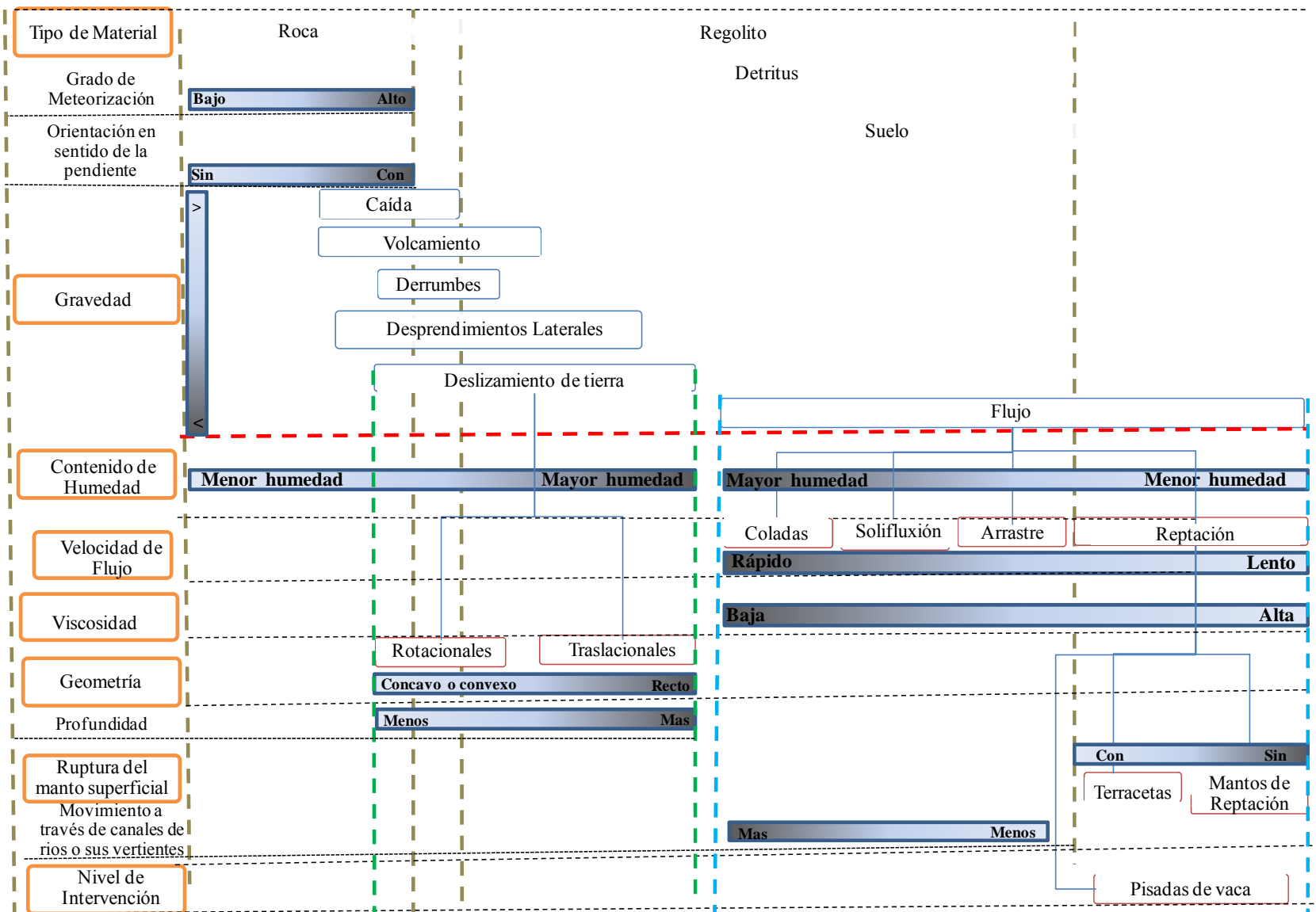


Figura 3.1 Esquema de clasificación de movimientos en masa.

Adicionalmente el inventario debe realizarse de forma cuidadosa, ya que este es el punto clave, para realizar el resto de la evaluación con otras técnicas enmarcadas en la distribución espacial (Magliulo *et al.*, 2009). La confiabilidad, integridad y resolución de las imágenes son aspectos esenciales a considerar ya que la edad de los movimientos en masa, la resolución de las imágenes, la complejidad morfológica y geológica del área de estudio, los tipos de uso del suelo y sus alteraciones, y la experiencia del geomorfólogo, son factores que afectan la calidad de la evaluación (Guzzetti, 2003). Sobre todo, porque en las imágenes, los movimientos en masa pueden estar enmascarados por otros procesos de erosión, el crecimiento de la cobertura vegetal, la actividad humana y el efecto del tiempo que borra los límites de los movimientos en masa (Guzzetti, 2003). Dai y Lee (2002), Can *et al.* (2005) y Magliulo *et al.* (2009), sugieren el uso de un área de amortiguación alrededor de las cicatrices de los movimientos en masa, para evitar este efecto, tal como se presentan en los trabajos realizados por Dai y Lee (2002). Sin embargo, lo más conveniente sería realizar el inventario de movimientos en masa en el momento en que estos se producen.

Actualmente, no solo se establece su ubicación geográfica, también se delimitan las áreas de los movimientos en masa (incluyendo dentro del área la cicatriz de despegue y el depósito) y el volumen, a través del uso de ecuaciones empíricas (Guzzetti, *et al.*, 2008). Sin embargo, ambas determinaciones dependen de la escala de trabajo y nivel de resolución de las imágenes (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Rowbotham y Dudycha, 1998; Zhou *et al.*, 2002; Dai y Lee, 2002, Ohlmacher y Davis 2003; Can *et al.*, 2005; Duman 2005; Guzzetti, *et al.*, 2008). Adicionalmente, se han realizados pocas validaciones que permitan determinar su fiabilidad y exhaustividad (Guzzetti, 2003). En la mayoría de los casos, la validaciones se realizan tomando en cuenta los movimientos en masa ocurridos al momento de hacer la evaluación y no en el futuro (Chacón *et al.*, 2006).

### **3.7. EVALUACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA**

Las evaluaciones de los movimientos en masa se han realizado a través de diversas técnicas y metodologías, centradas es la necesidad de determinar y explicar cuáles son las causas de su ocurrencia, los mecanismos de activación, su localización, su geometría, los límites de equilibrio, el tiempo de ocurrencia y sus efectos, e incluso su clasificación. Para realizar dichas evaluaciones se han desarrollados modelos cualitativos sencillos y modelos cuantitativos que incluyen hasta técnicas radiométricas avanzadas. Sin embargo, el resultado final de estas evaluaciones va a depender de la existencia de información básica, de las posibilidades de mapeo del factor de activación o condicionante, del nivel de resolución y de la escala de trabajo, incluso de la escala de la información básica utilizada (Carrara *et al.*, 2003; Guzzetti, *et al.*, 2008).

#### **3.7.1. Evaluación de la Susceptibilidad a los movimientos en masa.**

La evaluación de la susceptibilidad a los movimientos en masa se ha realizado como movimientos en masa individuales o de forma espacial o geográfica; relacionando el mapa de inventarios de movimientos en masa, con la distribución espacial de los factores concernientes (Chacón *et al.*, 2006). Sin embargo, las relaciones entre la distribución geográfica de los

movimientos en masa y de los factores condicionantes y de activación, son difíciles de establecer, debido a que las interacciones entre ambos factores son complejas, y estas pueden cambiar con el tiempo, principalmente en grandes áreas.

Para desarrollar dichas evaluaciones, se han usado una amplia gama de técnicas, que abarcan desde evaluaciones cualitativas basadas en “juicios de expertos”, hasta evaluaciones cuantitativas sustentadas en técnicas estadísticas avanzadas o modelos matemáticos. Las evaluaciones cualitativas tales como las realizadas por Magliulo *et al.* (2009), presentan una subjetividad intrínseca, debido a que depende de la habilidad y experiencia del investigador, aunque son más fáciles y rápidas (Van Westen, 2000; Magliulo *et al.*, 2009).

Por lo general la metodología consiste en la asignación de factores de peso a cada clase de cada uno de los factores considerados (Chau *et al.*, 2004). Algunos autores establecen que este es un método semicuantitativo (Chacón *et al.*, 2006). Ejemplos de esta metodología son reportados por Amadesi *et al.* (1977), Gupta y Sah (2008) y Budetta *et al.* (2008). Las evaluaciones cuantitativas, se basan en el establecimiento de relaciones, usando como herramientas, técnicas estadísticas, las cuales presentan resultados más “satisfactorios”. Aunque estas últimas solo pueden ser aplicadas en investigaciones detalladas, siendo menos eficaces a escala regional (Carrara *et al.*, 1992; Zhou *et al.*, 2002; Gorsevski *et al.*, 2006; Abdallah *et al.*, 2007).

Las técnicas estadísticas se basan en el establecimiento de relaciones cuantitativa o probabilística entre mapas de inventarios de deslizamientos y factores condicionantes o activadores, llamados también factores geoambientales (Guzzetti, 2003, Chacón *et al.*, 2006). Entre las herramientas estadísticas utilizadas se presenta el uso de estadística bivariada (Budetta *et al.*, 2008; Magliulo *et al.*, 2009), el análisis estadístico multivariado, tales como el análisis de regresión múltiple y el análisis discriminante (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Guzzetti *et al.*, 2005; Carrara *et al.*, 2008; Frattini, 2008), el análisis de regresión logística bivariada (Rowbotham y Dudycha, 1998; Dai y Lee, 2002; Can *et al.*, 2005; Carrara *et al.*, 2008) o múltiple (Ohlmacher y Davis, 2003), el análisis de factor (Duman, 2005). También se ha implementado el uso de nuevos métodos de evaluación tales como las redes neuronales artificiales, las cuales se han aplicado principalmente a deslizamientos superficiales, flujos de detritos y derrumbes poco profundos (Ermini, *et al.*, 2005; Chacón *et al.*, 2006); lógica difusa (Remondo *et al.*, 2003, Gorsevski *et al.*, 2003), análisis de incertidumbre, análisis de fiabilidad y análisis fractales (Chacón *et al.*, 2006), entre otras.

El uso de estas herramientas se ha implementado, debido a que las relaciones entre los movimientos en masa y los factores causantes no es lineal, ni unívoca, ni constante en el espacio ni en el tiempo (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Dai y Lee, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Ohlmacher y Davis, 2003; Duman, 2005; Guzzetti *et al.*, 2005; Can *et al.*, 2005 y Federici *et al.*, 2006), por lo cual es cada vez más frecuente el uso de estadística multivariada, aunque esta no incorpora el aspecto multitemporal (Guzzetti, 2003). Por lo general estas técnicas estadísticas se usan en combinación con SIG (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Carrara *et al.*, 1999; Guzzetti *et al.*, 2005; Alexander, 2008; Budetta *et al.*, 2008).

En los SIG, las relaciones son establecidas, al enlazar el inventario de movimientos en masa, con cada uno de los mapas temáticos. Alternativamente, algunos autores realizaron un tratamiento

previo de las variables relacionadas con cada factor, usando combinaciones de los mapas temáticos, para generar un solo mapa denominado “mapa de única condición”, el cual posteriormente se relaciona con el inventario de movimientos en masa (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991, 1995; Van Westen, 1993; Huabin *et al.*, 2005). De esta manera, se generan modelos basados en índices (Budetta *et al.*, 2008), que permiten crear mapas de densidad de movimientos en masa, que representan una alternativa para evaluar la susceptibilidad (Huabin *et al.*, 2005).

Una vez realizada la evaluación de la susceptibilidad, surge la necesidad de pronosticar los cambios que podrían ocurrir en el paisaje, razón por la cual se evalúa el riesgo de ocurrencia de movimientos en masa, implementándose en este caso el uso de modelos (Parise, 2001) que consienten integrar en la evaluación, el factor tiempo. Los modelos a su vez, permiten la simulación de procesos pedogenéticos dinámicos, al integrar los distintos factores involucrados (Hoosbeek y Bryant, 1992).

### **3.7.2. Evaluación del riesgo de movimientos en masa**

La evaluación del riesgo, sigue siendo un problema que requiere un renovado esfuerzo de todas las partes interesadas. Para la evaluación de éste, es necesario realizar evaluaciones temporales, con lo cual se incorpora el factor tiempo. Por lo general, se recomienda realizar un inventario de movimientos en masa en distintos periodos de tiempo, usando imágenes de sensores remotos de distintas fechas (Guzzetti, 2003; Geymen y Baz, 2008). Sin embargo, ésta forma de evaluación no permite predecir cuándo ocurrirá un deslizamiento, razón por la cual, es necesario contar con datos históricos o análisis multitemporales relacionados con el factor o factores de activación, con el propósito de determinar la frecuencia. El efecto del tiempo, puede ser evaluado en forma indirecta a través del estudio de factores de activación tales como el clima y la cobertura vegetal. El clima se evalúa a través del estudio de datos históricos de la precipitación, al igual que la sismicidad y la cobertura a través de imágenes de distintas fechas, usando el grado de intervención humana como criterio de evaluación (Chacón *et al.*, 2006).

Con frecuencia entre las limitaciones de los modelos encontramos que el patrón temporal de recurrencia no se incorpora directamente en la evaluación; se utilizan estadísticas empíricas para derivar escenarios de precipitación y no se evalúa el impacto de los cambios climáticos cíclicos o recurrentes, sobre la frecuencia de los movimientos en masa. Adicionalmente, al momento de evaluar los riesgos a través de imágenes de distintas fechas en la mayoría de los casos se cuentan solo con imágenes de los últimos 50 años, lo cual afecta la evaluación temporal (Guzzetti, 2003).

La evaluación de riesgo también puede determinarse usando como apoyo herramientas SIG, al establecer las relaciones entre los movimientos en masa ocurridos en distintas fechas y mapas de variables temáticas, lo cual permite la estimación de la dinámica de los procesos, junto con los cambios en el paisaje (Carrara *et al.*, 1992). Sin embargo, el abuso en el uso de SIG, ha provocado una tendencia general a buscar datos que puedan reunirse a bajo costo, en lugar de capturar información en campo y laboratorio que explique más fácilmente las causas de la ocurrencia de movimientos en masa. Por otra parte la manipulación de datos geográficos en un entorno de SIG, pueden ser realizada por usuarios que no necesariamente son expertos en SIG o en riesgos naturales, situación que se agrava aún más, debido a la creencia o suposición de que

un mapa de recursos naturales, susceptibilidad o riesgo generado en SIG, es más objetivo e imparcial, aún cuando el producto es derivado de la misma entrada de datos y basado en el mismo modelo conceptual y operacional, incluso se le considera más preciso y creíble, que un mapa similar hecho por expertos de forma manual (Carrara *et al.*, 2003; Guzzetti, *et al.*, 2008).

Al igual que la susceptibilidad, el riesgo puede evaluarse de forma cualitativa o cuantitativa, dependiendo en la mayoría de los casos de la disponibilidad de información. Por ejemplo Guzzetti *et al.* (2002), determinan los niveles cualitativos de riesgo basados en la interpretación geomorfológica de varias fotografías aéreas de diferentes épocas.

Unos de los primeros trabajos realizados en este ámbito lo realizaron Agostoni *et al.* (2000) quienes incorporaron el factor tiempo en un modelo multivariado discriminante. Coe *et al.*, (2000), propusieron un modelo probabilístico de la ocurrencia de deslizamientos sobre la base de un catálogo de deslizamientos históricos. Guzzetti *et al.* (2002) utilizaron un modelo físico para el estudio de riesgo de caída de rocas, simulando el efecto del tiempo con el lanzamiento de un gran número de piedras.

Otras formas de evaluar el riesgo de ocurrencia de movimientos en masa, es a través del uso de modelos de simulación que combinan modelos hidrológicos y de estabilidad de las pendientes con evaluaciones de probabilidad de precipitación. Sin embargo el uso de este tipo de modelos debe ser extremadamente cuidadoso debido a que la respuesta temporal y espacial de los movimientos en masa, pueden variar considerablemente dentro y sobre todo entre cuencas (Carrara *et al.*, 1992) y en el tiempo (Guzzetti, 2003). Por esta razón, es recomendable iniciar proyectos a largo plazo para la adquisición de nuevos datos sobre las causas de los eventos, en lugar de usar modelos de riesgos existentes, poco fiables.

### 3.8. MODELIZACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

El desarrollo y usos de modelos, de predicción de movimientos en masa han potenciado las evaluaciones de su posibilidad de ocurrencia. Sin embargo, el desarrollo de los mismos depende o está afectado por el nivel de entendimiento de los factores de activación y de las complejas interacciones en alguno de estos, del régimen hidrológico, con otras variables que inciden sobre este tipo de fenómeno (Brunsden, 1999).

Para la evaluación del riesgo de ocurrencia de los movimientos en masa se han desarrollado **modelos geotécnicos** basados en leyes físicas, que controlan la estabilidad de las pendientes (Carrara, 1992; Brunsden, 1999) y apoyan la determinación de mecanismos de activación de algunos tipos de movimientos de masa (caída). Sin embargo, muchos de estos no toman en cuenta el aspecto temporal (Guzzetti, 2003), por lo que es difícil realizar una evaluación del riesgo de ocurrencia de movimientos en masa. Entre las limitaciones de los modelos geotécnicos está la poca disponibilidad de datos relacionados con algunos tipos de materiales parentales y la no existencia de datos en grandes regiones (Carrara, 1992; Brunsden, 1999).

Entre los **modelos de base física** que permiten la evaluación espacial y temporal se destaca: el Unit Stream Power Erosion and Deposition Model (USPED) desarrollado por Mitsova *et al.*

(1996) citado por Capolongo *et al.* (2008), para evaluar deslizamientos. El mismo se inspira en la ecuación universal de erosión USLE, por lo que no toma en cuenta el comportamiento hidrológico del suelo. El Modelo SMR es un modelo de balance hídrico diario, que simula la hidrología de los bosques y las cuencas hidrográficas mediante la combinación de datos climáticos, MDE, suelo, y datos de uso de la tierra. Este modelo también debe ser calibrado en sitio y se deben verificar sus resultados en campo y hacer análisis de sensibilidad (Gorsevski *et al.*, 2006). A diferencia de modelos como el FSmet (McClelland *et al.*, 1997) y SHALSTAB (Dietrich y Montgomery, 1998), presenta resolución temporal (Gorsevski *et al.*, 2006). Estos últimos son usados para evaluar susceptibilidad pero no toman en cuenta los cambios en la cobertura vegetal y la dinámica de las precipitaciones. El modelo SHETRAN se ha usado para evaluar los deslizamientos superficiales y flujos de detritus. El mismo puede ser aplicado a nivel de cuenca al usarse en combinación con SIG. El mismo constituye un modelo de base física, de distribución espacial, que modela el transporte de sedimentos y los procesos hidrológicos (Burton y Bathurst, 1998). Sin embargo, para su uso y validación se requiere una gran cantidad de datos, lo cual afecta su aplicación y produce incertidumbre, principalmente en grandes cuencas.

Algunos de estos modelos de base física presentan limitaciones relacionadas con la falta de información sobre los mecanismos de activación de los distintos tipos de movimientos en masa, además de que estos mecanismos cambian de región a región, y en muchos casos, los parámetros geométricos y geofísicos-mecánicos son desconocidos (Carrara *et al.*, 2008). Por otra parte, si bien los modelos de base física pueden ser adecuados para el modelado de las condiciones hidrológicas que conducen a la iniciación de flujo de detrito, estos presentan limitaciones para predecir la distribución espacial, por tanto es difícil producir un mapa de susceptibilidad. Adicionalmente, con la excepción de la morfología de la pendiente, las variables que controlan la distribución espacial de los deslizamientos de tierra (parámetros físicos y mecánicos de la pendiente y el material) no pueden ser obtenidos en áreas extensas a un costo razonable (Carrara *et al.*, 2008). En adición a esto, los modelos de base física son aptos solo para determinadas condiciones hidrológicas y en muchos casos no se evalúa la presión en los poros del suelo (Casedei, 2003).

Otros tipos de **modelos se fundamentan en el desarrollo de índices**, pero necesitan un conocimiento *a priori* de las causas de deslizamientos (Carrara, 1992) y pueden solo ser aplicados a nivel local y extrapolados a áreas vecinas. Entre estos se incluye el Stability INdex MAPping (SinMap), que integra el modelo de estabilidad de pendiente infinita y un modelo hidrológico para evaluar susceptibilidad (Deb y El-Kadi, 2009).

Los **modelos estadísticos**, dependen en gran medida de la calidad y cantidad de datos colectados y no proveen información clara sobre los procesos físicos y, al igual que los modelos desarrollados en base a índices, los resultados no pueden ser extrapolados a otras áreas geográficas (Carrara, 1992).

Los **modelos 3D**, relacionan los procesos hidrológicos y las formas de la tierra (Brunsdén, 1999) o la distribución del material, potenciados con el uso de SIG, por lo que son capaces de combinar la evaluación de la variación espacial y temporal. Sin embargo, no pueden aplicarse para todos



los tipos de movimientos en masa debido a que los mismos fueron desarrollados para determinados tipos de movimientos en masa (Brunsden, 1999), por lo que estos pueden ser específicos.

Los **modelos hidrológicos** basados en escenarios de precipitación, los cuales son usados como datos de entrada a modelos más complejos, junto con modelos de pendiente simple y modelos de estabilidad (Dehn y Buma, 1999). Presentan una escasa resolución horizontal, razón por la cual no son capaces de simular los aspectos regionales del clima, pero tienen como ventaja su fundamento en leyes fundamentales de la física (Dehn y Buma, 1999). El uso de estos modelos debe ser cuidadoso y no debe tomarse como la única vía de evaluación, ya que, al suponer que los movimientos en masa son controlados por las condiciones hidrológicas, la evaluación de la variabilidad temporal se centra en la evaluación de la precipitación, evapotranspiración, infiltración y parámetros de almacenamiento; pero pueden existir otras variables involucradas (Brunsden, 1999). En consecuencia, es recomendable usar estos modelos en combinación con otras técnicas de evaluación. Entre estos se puede mencionar al modelo desarrollado por Casadei *et al.* (2003), el cual combina la ecuación de estabilidad de la pendiente con un modelo hidrológico dinámico que trabaja con dos capas conceptuales de suelo (Hsu, 1994, citado por Casadei *et al.*, 2003) y toma en cuenta el almacenamiento, al igual que el TOPMODEL. Este modelo necesita datos diarios de precipitación, un MDE para escenificar la topografía y la profundidad del suelo. Entre las limitaciones, los autores encontraron que es necesaria una calibración considerable en cada localidad, lo cual es difícil debido a la escasez de datos de series temporales de precipitación y suelos, entre otras limitaciones tales como: la resolución topográfica, la falta de datos de precipitación y de datos sobre las propiedades del suelo, aunado a los efectos heredados de deslizamientos anteriores que afectan el desempeño del modelo produciendo sobrestimaciones.

En muchos casos es preferible el uso de modelos sencillos que intenten explicar los mecanismos de ocurrencia de los movimientos en masa, tomando en cuenta criterios de base física y el tiempo, tales como el modelo SOMORE (Pla, 1997). El modelo SOMORE está basado en una descripción de los procesos hidrológicos más importantes del suelo, influenciado por su uso, manejo y clima. En este modelo se han formulado algunas simplificaciones de los procesos hidrológicos, las cuales son necesarias para reducir el número y tipo de parámetros de clima, suelo y cultivo requeridos como entrada. A pesar de su sencillez, muestra la posibilidad, de predecir con cierta probabilidad, en qué momento podrían presentarse situaciones catastróficas (movimientos en masa, deslizamientos) con base en fundamentos físicos e hidrológicos conjuntamente con los periodos de retorno de eventos meteorológicos (Nacci, 2001; Nacci *et al.*, 2002; Abreu, 2005; Fonseca, 2006; Dalurzo, 2010). Aunque sus resultados no pueden ser especializados.

No obstante, a pesar de que se ha avanzado en las técnicas de evaluación de la susceptibilidad y el riesgo, a través del uso de estas técnicas estadísticas avanzadas y modelos de base física, es conveniente realizar evaluaciones locales de los eventos individuales, debido a que algunos autores al confrontar las distintas técnicas (discriminante vs logística) han encontrado que existe una discrepancia espacial en los resultados incluso en una misma área. Por ejemplo, se han encontrado diferencias en el orden de un 10 % entre los resultados obtenidos por análisis

discriminante y regresión logística, usando el mismo tamaño de celda o pixel. Cuando varían el tamaño de celda, las discrepancias entre ambos tipos de análisis alcanzan un 30%. Igualmente al comparar estos resultados con modelos de base física tales como el SHALTAB las discrepancias alcanzan un 25% (Carrara *et al.*, 2008). Por tanto, a pesar de las necesidades de espacializar la ocurrencia de los movimientos en masa los estudios de los mismos no deberían alejarse de la evaluación individual o situaciones particulares, ya que son estas las que suministran información acerca de los mecanismo y causas de activación (Alexander, 2008). Los modelos a utilizar deben estar relacionados con la extensión del área a evaluar y la sensibilidad de los mismos

### **3.9. CONSIDERACIONES FINALES**

La evaluación del paisaje a través de sus factores de formación constituye una de las bases fundamentales para la identificación de factores condicionantes y activadores y, el desarrollo de modelos conceptuales y físicos que permitan identificar las causas y efectos relacionados con el desencadenamiento de movimientos en masa. Para la evaluación de la susceptibilidad y riesgo de movimientos en masa es necesario conocer, comprender y entender el papel de estos factores ambientales relacionados con ellos, y sus interrelaciones. La influencia de estos factores sobre el tipo y patrón de los movimientos en masa, a su vez, puede servir de base a la clasificación de estos fenómenos. Esta forma de identificación de variables y procesos, sustenta la evaluación de la susceptibilidad, el riesgo y el desarrollo de modelos de simulación relacionados con los movimientos en masa a nivel local e incluso regional. Igualmente es recomendable la evaluación de modelos en áreas previamente calificadas como susceptibles y no susceptibles a los deslizamientos, con la finalidad de determinar específicamente cuales son las causas y mecanismos de activación relacionados con cada uno de los factores y cuáles son sus interacciones, debido a que éstas últimas varían de una localidad a otra.

Una de las posibilidades para mejorar la predicción de la susceptibilidad y el riesgo de ocurrencia de movimientos en masa es la combinación de herramientas estadísticas con técnicas de espacialización y con modelos de base física, que permitan comprender el comportamiento espacial y temporal de factores condicionantes y activadores, así como su evolución. En áreas poco susceptibles pueden ser usados modelos menos sensibles, mientras que en las áreas de alta susceptibilidad es recomendable el uso de modelos específicos, de alta sensibilidad.

#### 4. MARCO METODOLOGICO

A continuación se describe en forma general, el esquema metodológico utilizado para realizar este estudio (Figura 3.2). En los capítulos dos y tres se expuso la problemática y las metodologías de análisis, clasificación y modelización de los movimientos en masa, tanto en el ámbito nacional como internacional. A raíz de esta revisión, se planteó la necesidad de desarrollar esta investigación, partiendo de la identificación de variables asociadas a los factores involucrados con el desencadenamiento de los movimientos en masa. Las variables que caracterizan a estos factores deben ser en lo posible, continuas en el espacio, y no discretas, de manera tal, que faciliten la determinación de la susceptibilidad a los movimientos en masa de forma cuantitativa, tomando en consideración la variación tanto abrupta como gradual del paisaje y el suelo.

La evaluación parte de un análisis por factor con la finalidad de simplificar el sistema estudiado para entender el papel de cada uno de los factores involucrados en un proceso tan complejo como lo es la ocurrencia de movimientos en masa. Posteriormente se trata de dilucidar la interacción entre estos factores, para entender su acoplamiento y funcionamiento de manera integrada.

Sobre esta base se dividió la evaluación en los factores siguientes: cobertura vegetal y uso de la tierra, (considerando la actividad humana a través de los cambios en cobertura vegetal), relieve, clima, material parental y tiempo. El ámbito geográfico de esta investigación incluye la cuenca del río Caramacate como un todo y un área piloto representativa de esta cuenca. De acuerdo a la naturaleza de los datos y su variación espacial, algunos factores fueron evaluados en toda la cuenca y otros solo en el área piloto. Los datos de suelos fueron colectados en sitios representativos dentro del área piloto. En este caso se partió de lo general a lo específico. Estas áreas se describen en los apartados que conforman el punto 4.1.

El enlace entre los distintos factores se realizó a través de mapas de inventario de cicatrices de deslizamientos, uno de los principales tipos de movimientos en masa reconocidos en el área de estudio. Posteriormente, a medida que se desarrolló el trabajo, se fueron integrando cada uno de los factores analizados, hasta lograr una combinación total de ellos a través de una evaluación del riesgo de ocurrencia de deslizamientos en el área de estudio. Esto contribuyó a una mejor comprensión de los procesos de deslizamiento en esta área. La base para el desarrollo de la investigación fue la localización de deslizamientos pasados, para predecir la localización de deslizamientos futuros con el fin de determinar la relación entre los distintos factores involucrados, y la integración de datos histórico para predecir el riesgo de ocurrencia.

La evaluación del factor cobertura se realizó, en un rectángulo circunscrito al área de estudio, a través del Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI), para ello se seleccionaron varios períodos sucesivos pero no continuos de imágenes (1986-2008), con la finalidad de evaluar cambios temporales y espaciales. Posteriormente, estos escenarios se relacionaron con cicatrices de deslizamiento (línea color azul) identificadas en imágenes de distintas fechas, para hacer inferencias sobre la influencia de estos cambios en la ocurrencia de deslizamientos. La metodología empleada para la identificación de cicatrices de deslizamiento se describe en el apartado 4.3. Adicionalmente, se evaluó la interacción del factor cobertura y uso de la tierra, con

el factor tiempo (línea de color rojo). La metodología se explica brevemente en el apartado 4.2 y se detalla en el capítulo cinco.

El factor relieve se evaluó a través del análisis de variables geomorfométricas generadas a partir de un MDE. En este caso en particular, se realizaron dos análisis complementarios. El primer análisis se realizó en toda la cuenca del río Caramacate. Esta cuenca fue subdividida en subcuencas en función de su comportamiento hidrológico y morfodinámico, conformando un mapa de unidades discretas. En cada subcuenca se determinaron variables geomorfométricas y la red de drenaje y el índice de densidad de cicatrices; la densidad de cicatrices se determinó a través de la relación de las distintas subcuencas con las cicatrices de deslizamientos (línea color azul). En el segundo análisis, se realizó la evaluación pixel a pixel, relacionando cada una de las variables geomorfométricas con las cicatrices de deslizamientos, éste particularmente consiste en un análisis de la información de forma continua. Hasta este capítulo se intentó realizar el análisis de los factores de forma independiente. El procedimiento se detalla en el capítulo seis.

A continuación se evaluó la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos en el área piloto. Para esto se integraron las variables relacionadas con los factores cobertura y uso de la tierra y relieve, analizados anteriormente, con la finalidad de determinar la interacción entre estos factores. Debido a que se poseían varios escenarios de cobertura vegetal y uso de la tierra e inventario de cicatrices de deslizamiento, se aplicó un análisis de regresión logística para evaluar y comparar cada uno de estos escenarios, lo que permitió la inclusión del factor tiempo y del factor humano en el análisis de susceptibilidad (línea de color lila). El uso de regresión logística, permitió la selección estadística de variables relevantes, tanto activadoras como condicionantes y la espacialización de la susceptibilidad en unidades continuas (pixel a pixel).

Para la evaluación del factor clima se realizó la evaluación de la variable precipitación. Para la evaluación de la variabilidad espacial de este factor se usaron varias estaciones climatológicas localizadas en la cuenca alta del río Guárico, sector donde se localiza la cuenca del río Caramacate y áreas vecinas (42 estaciones). Una vez espacializada la precipitación se relacionó con las cicatrices de deslizamientos. Para la evaluación de la variabilidad temporal de la precipitación se usó la estación climatológica de Tiara, por poseer datos históricos, lo cual sirvió de base para la evaluación del riesgo. El procedimiento empleado en forma general se plantea en el punto 4.4 y se detalla en el capítulo ocho.

Finalmente en el capítulo nueve se realiza un análisis del riesgo de ocurrencia de deslizamientos. En este análisis se evaluaron de forma integral los factores; cobertura vegetal, clima y tiempo y se incorpora el factor material parental, a través de la inclusión en el análisis de áreas de muestreo localizadas en zonas de distinta litología y nivel de susceptibilidad (apartado 4.5.2). La consideración de estos factores en forma conjunta a través del tiempo, permitió el establecimiento del riesgo. Para la evaluación se usó un modelo de base física (SOMORE), determinándose patrones del régimen de humedad del suelo para 42 años de registro, con la finalidad de establecer probabilidades de ocurrencia y el nivel crítico para la ocurrencia de deslizamientos.

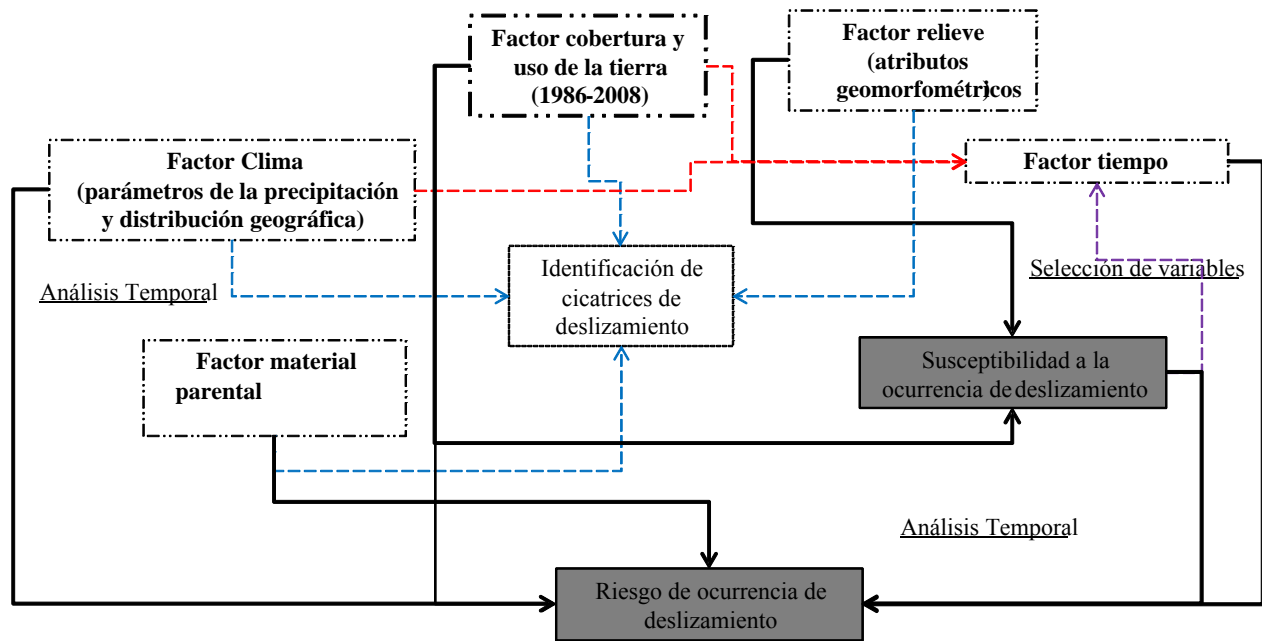


Figura 3.2 Esquema general del marco metodológico de este estudio.

#### 4.1. Descripción de la cuenca del río Caramacate

La cuenca del río Caramacate comprende un área de 18 000 ha aproximadamente y forma parte de la cuenca alta del río Guárico. Se localiza geográficamente en la región Centro Norte Costera, en el estado Aragua, Venezuela, entre las coordenadas UTM 1 098 310 m. y 1 123 583 m. Norte y 696 879 m. y 712 415 m. Este, Huso 19 (Figura 4.1), abarcando parte de los municipios Santos Michelena y San Sebastián de los Reyes (Ochoa, 2003). Forma parte de un área orogénica, metamorfizada, plegada y fallada, que constituye un sistema montañoso de orientación Este-Oeste denominado región fisiográfica Cordillera de la Costa Central, provincia fisiográfica Serranía del Interior Central y subprovincia fisiográfica Complejo Montañoso de la Serranía del Interior Central (Ospina y Elizalde, 2004a).

En ella se han reconocido 10 unidades geológicas diferentes: metalavas de El Carmen, formación Guárico, metatobas de El Chino, granofel de Santa Isabel, metaconglomerados de cuarzo asociados a la formación Paracotos, metatobas de El Caño, filitas de Paracotos, complejo ofiolítico de Loma de Hierro, metalavas o volcánicas de Tiara y sedimentos aluviales del cuaternario, transportados por el río Caramacate y sus afluentes (Ospina y Elizalde, 2004a).

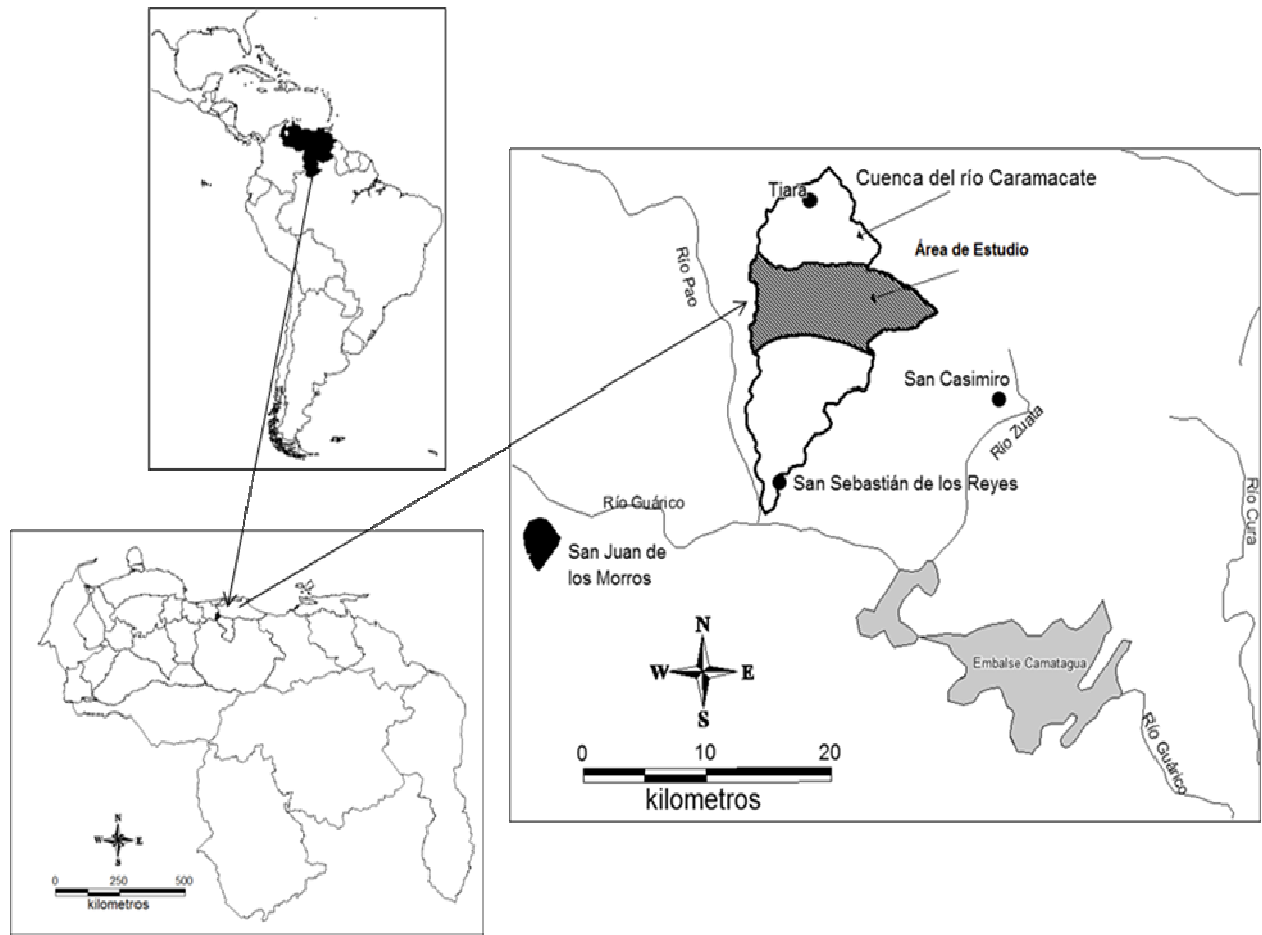


Figura 4.1 Ubicación de la cuenca del río Caramacate y del área de estudio.

La cuenca presenta, en general, un relieve quebrado en toda su extensión, que varía altitudinalmente entre 334 msnm en las adyacencias del poblado de San Sebastián de los Reyes (Sur) y 1405 msnm, aproximadamente en la zona de El Altar (extremo Noreste), con alturas que alcanzan los 1405 msnm. y pendientes generales del orden de 30 a 60% (Ospina y Elizalde, 2004a y b). Las escasas áreas planas o semiplanas (< 8 % de pendiente) se encuentran localizadas principalmente hacia el Sur, y en algunos sectores a lo largo de las márgenes del cauce del río Caramacate, lo cual corresponde a la posición de valle (Ochoa, 2003). La parte alta de la cuenca, localizada al Norte, está conformada principalmente por laderas escarpadas con pendientes generales superiores al 45% (Ospina y Elizalde, 2004a). En la parte media y baja de las laderas, se observan espacios aplanados que se consideran relictos de terrazas antiguas muy erosionadas, que constituyen los restos de un fondo estabilizado asociado a procesos de sedimentación y pedogénesis (Jácome, 2002; Jácome *et al.*, 2004). Estos manifiestan en forma de cambios de pendiente, atribuibles a la sedimentación de material coluvial o a niveles de base diferentes, a lo largo de la historia evolutiva de estos paisajes (Jácome *et al.*, 2004). Las laderas de montaña están orientadas principalmente hacia el Sur, Sureste y Suroeste (Ochoa *et al.*, 2004). El sistema de drenaje predominante es de tipo dendrítico, con un sentido general Norte-Sur. La pendiente media del curso principal es menor al 7% (Ochoa *et al.*, 2004).

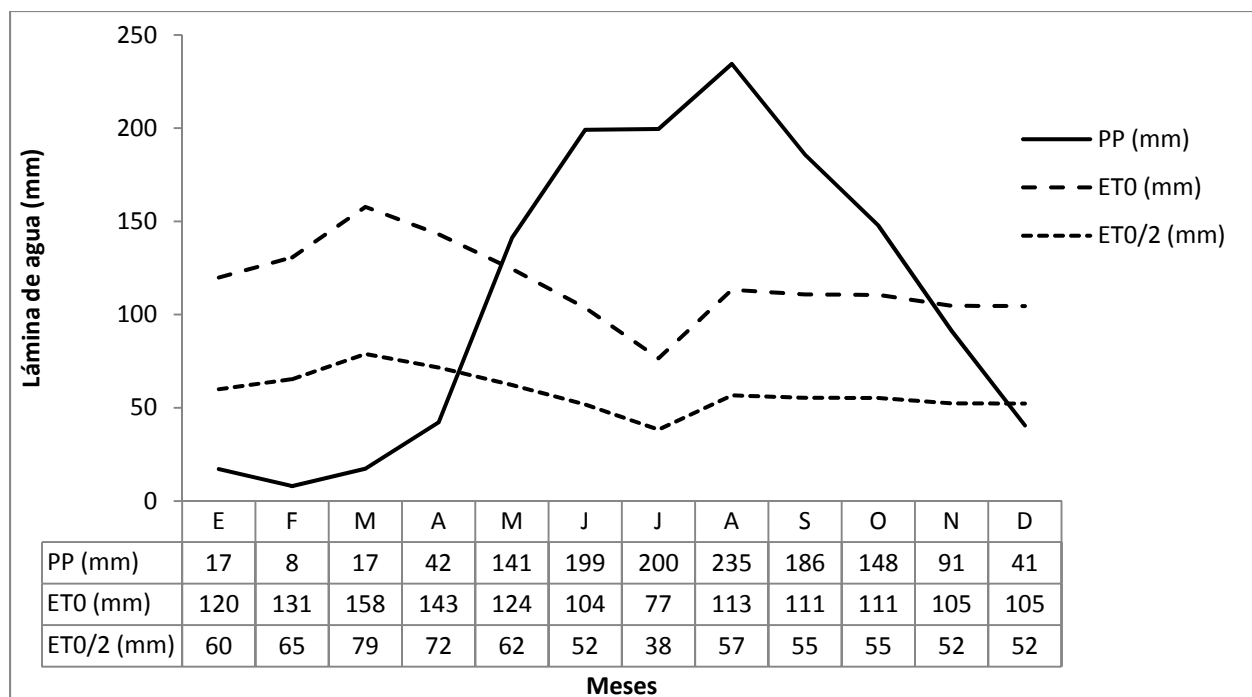
En las laderas más inclinadas se evidencian pequeños pero numerosos movimientos en masa, denominados “pisadas de vaca” y terracetas. Parte del área presenta características de reptación, lo cual podría estar vinculado a ciertos materiales geológicos (Jácome, 2002).

Los suelos en su mayoría son entisoles, inceptisoles y alfisoles con régimen de humedad ústico o údico. Se pueden presentar suelos de ninguna a muy poca rocosidad, hasta extremadamente rocosos, lo cual les confiere la calificación de Lithic. Algunos son muy pedregosos o excesivamente pedregosos en superficie. En general son suelos bien drenados, de permeabilidad y drenabilidad media. La variabilidad de suelos en las laderas ha sido incrementada por la incidencia y superposición de movimientos en masa, que determinan la coexistencia de sectores con cicatrices de diferentes edades y sectores donde se acumularon los sedimentos arrancados de aquellos (Prada *et al.*, 2004; Pineda *et al.*, 2011b).

El clima manifiesta la influencia de la topografía y muestra un gradiente de temperatura decreciente de sur a norte de 26 a 22 °C, en la medida que aumenta la altura del terreno. De igual manera, la precipitación media anual aumenta en la misma dirección de 1077 a 1400 mm, aunque no de manera homogénea, ya que es hacia la parte centro-oriental donde se encuentran los valores mayores (Parra y Puche, 2004).

La precipitación media anual para toda la cuenca es de 1200 mm, distribuida mayormente entre mayo y octubre (Figura 4.2). Sin embargo, la distribución de las isoyetas anuales permite identificar un centro de precipitación importante a lo largo de la parte media de la cuenca (cerca de la estación Tiara), el cual supera los 1400 mm anuales (Abreu y Elizalde, 2000; Parra y Puche, 2004). El sector presenta relictos de bosques nublados por encima de los 900 msnm, elemento importante para determinar las condiciones de variabilidad climática con la altura. Esas áreas corresponden con la zona de vida Bosque Húmedo Premontano la cual ocupa casi el 70% de toda el área de la cuenca donde se localiza el área de estudio. El resto del área se localiza en la zona de vida Bosque Seco Tropical extendiéndose hacia el sur, en la parte más baja de la cuenca, ocupando aproximadamente el 30% de la superficie.

Los valores máximos de precipitación mensual se encuentran al Norte y Este de la cuenca con valores de 200 mm y 220 mm respectivamente, en los meses de julio y agosto. Los mínimos ocurren desde diciembre hasta abril. Esta biestacionalidad de la precipitación produce que los suelos anualmente varían en ciclos alternos desde una desecación intensa hasta una cuasi-saturación.



Precipitación: estación Tiara (1958 -2002). Evapotranspiración (ETo) estimada mediante el método de Penman–Monteith, con valores de temperatura, radiación, humedad relativa y velocidad del viento de la estación Camatagua. Fuente: Los datos fueron suministrados por el MINAMB,

Figura 4.2. Períodos de crecimiento en la estación Tiara

La cobertura vegetal está dominada por herbazales y bosques de galería asociados a la red fluvial, localizados al centro y al Oeste del área y bosque semi deciduos y bosque siempre verde, localizados al Este. El resto de la superficie está conformada por las áreas urbanas y áreas que para el momento, no pudieron ser clasificadas, debido a que el estudio se basó en la clasificación no supervisada de una imagen de satélite SPOT que contenía nubes (Cuadro 4.1).

Cuadro 4.1. Extensión de los distintos tipos de cobertura n la cuenca del río Caramacate.

TIPO DE COBERTURA	ÁREA (ha)
Herbazal arbustivo arbolado	8266
Herbazal degradado	564
Herbazal degradado con palma corozo	564
Bosque de galería	3709
Bosque siempre verde	1816
Bosque semidecíduo	392
Matorral deciduo	79

Fuente: Ochoa, 2003.

Existen evidencias de que con el correr del tiempo ha aumentado la extensión de los herbazales y ha disminuido la de los bosques húmedos, a causa de incendios de vegetación anuales, sobrepastoreo (Sarcos y Moreno, 2004; Jácome *et al.*, 2004). El uso de la tierra más frecuente es la ganadería extensiva, que ocupa el 54,5 %, seguida por la actividad agrícola con 0,9 % y áreas



pobladas con 0,6 %. Las áreas poco intervenidas ocupan un 26,7 % y las áreas sin uso agrícola aparente conformadas por el bosque siempre verde ocupan 4,81 % (Ochoa, 2003).

#### 4.1.1. Área piloto

El área de estudio corresponde a 6760 ha dentro de los límites de la cuenca del río Caramacate. La geología, según Shagam (1960) y Urbani y Rodríguez (2003) está representada por rocas del Grupo Villa de Cura, denominadas Metatobas de El Chino y El Caño(FCH) y Metalavas de El Carmen(FCA), a las que se suman materiales superficiales, provenientes de los sedimentos aluviales y mantos coluviales o coluvioaluviales, cuaternarios (Pineda, 2008; Pineda *et al.*, 2011b) (Figura 4.3). Los suelos en su mayoría son entisoles, inceptisoles y alfisoles, con régimen de humedad ústico. Algunos son muy pedregosos ó excesivamente pedregosos en superficie. En general, son suelos bien drenados, de permeabilidad y drenabilidad media (Prada *et al.*, 2004; 2008; Pineda *et al.*, 2011b).

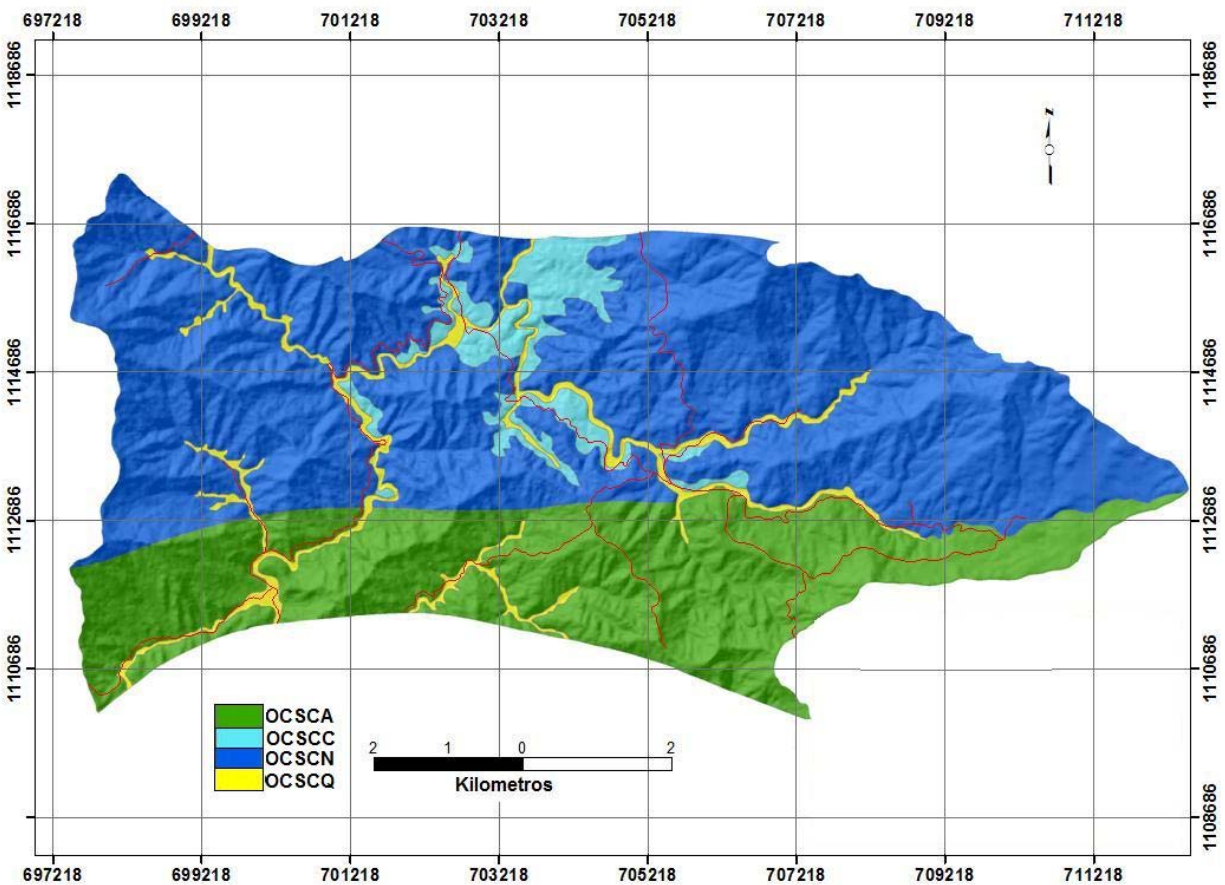


Figura 4.3 Unidades litogeomorfológicas identificadas en el área de estudio.

Fuente: Pineda *et al.*, 2011b

Se localiza en la zona de vida Bosque Seco Tropical. Predominando el tipo de cobertura vegetal de herbazal con bosques de galería a lo largo de los cursos de agua y un área de bosque siempre verde (sector El Altar) rodeado de bosque semideciduo. Debido a su localización se consideró

que los factores continentales y topográficos influyen en las precipitaciones, originando una gran variedad de tipos climáticos (Celleri *et al.*, 2007; Martelo, 2003).

Cuadro 4.2. Extensión de los distintos tipos de cobertura vegetal en el área de estudio localizados en la cuenca del río Caramacate.

Tipo de cobertura	Área (%)
Herbazal arbustivo arbolado	46,0
Bosque de galería	39,6
Bosque siempre verde	4,5
Bosque semi decíduo	5,2

Fuente: Ochoa, 2003.

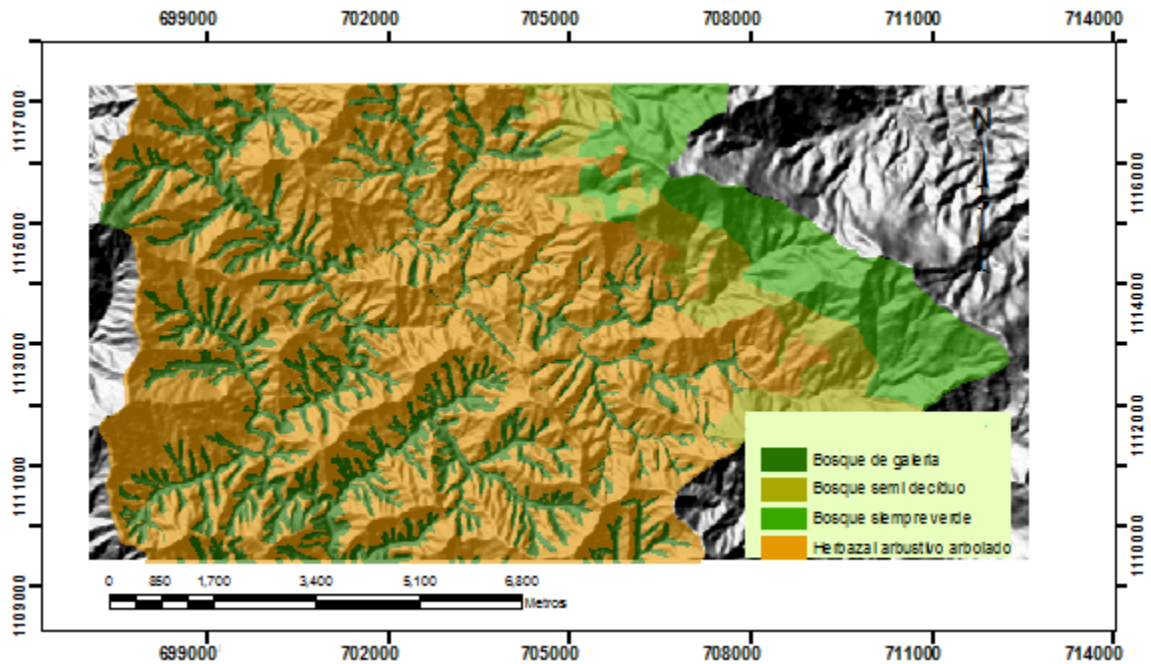


Figura 4.4. Tipos de cobertura vegetal existentes en el área de estudio localizada en la cuenca del río Caramacate.

Fuente: Ochoa, 2003.

#### 4.1.2. Áreas de muestreo

Esta área fue previamente evaluada por medio de un índice de susceptibilidad a los deslizamientos, calculado como el cociente entre el número de cicatrices de deslizamientos por superficie dentro de cada formación geológica y en toda la zona, a partir del cual se infirió que la formación "Metatobas de El Chino-El Caño" es más susceptible a los deslizamientos, debido a su litología (Pineda *et al.*, 2011a). Basados en el mapa de susceptibilidad a los deslizamientos se seleccionaron dos áreas de muestreo (Figura 4.5) en cada formación geológica, una altamente susceptible y otra ligeramente susceptible a los deslizamientos (Cuadro 4.3). En el punto 4.5.2.1 se describe el diseño de muestreo.

Cuadro 4.3. Características generales de las áreas de muestreo localizadas en el área de estudio.

Formación	Susceptibilidad a los deslizamientos	Orientación	Pendiente Media (%)	Altura media (m)	Tipo de Drenaje	Tipo de erosión	Cobertura	Superficie de muestreo correspondiente al área muestra (ha)
El Caño y El Chino	Ligeramente susceptible	Noreste	44	676	Drenaje paralelo, de baja densidad	Terracetas, Laminar,	Herbazal arbustivo	1.78
	Altamente susceptible	Noreste, Suroeste	44-47	698- 710	Drenaje dendrítico, de mediana densidad	Terracetas, Laminar, Concentrada y cicatrices de erosión por deslizamiento	Herbazal arbustivo	1.55
El Carmen	Ligeramente susceptible	Noroeste-Norte, Suroeste	50	574- 603	Dendrítico	Terracetas, Laminar,	Herbazal arbustivo	2.91
	Altamente susceptible	Sur, Noroeste	40	837-875	Drenaje paralelo, de mediana densidad	Terracetas, Laminar, Concentrada y cicatrices de erosión por deslizamiento	Herbazal arbustivo	2.18

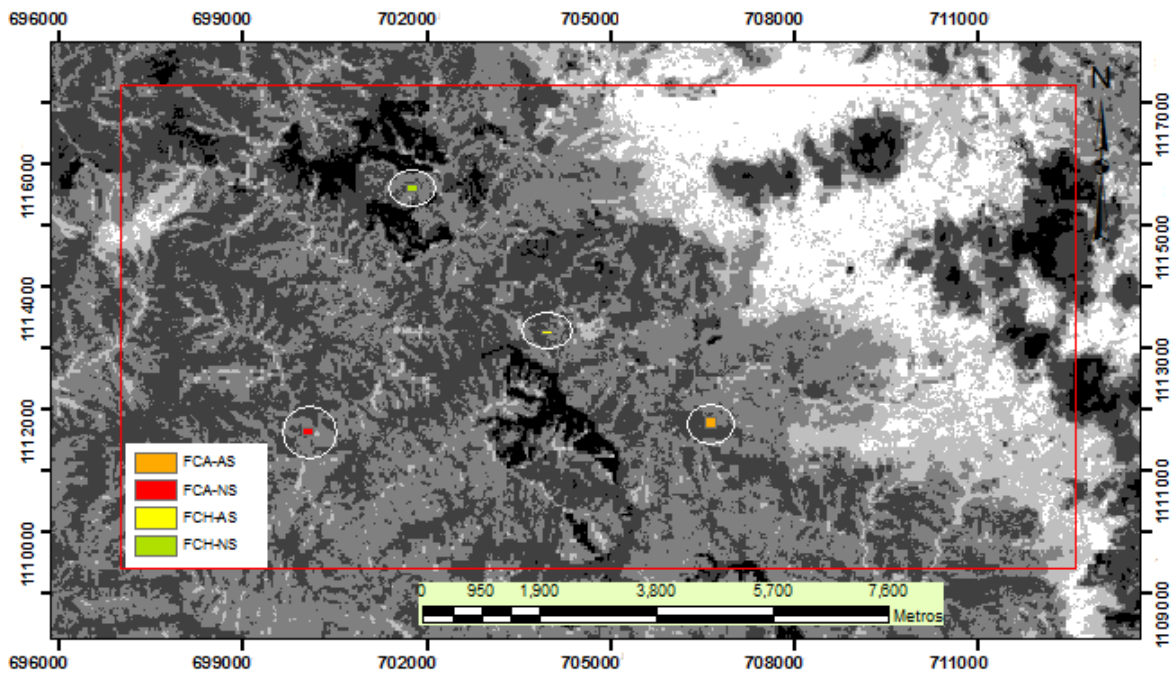


Figura 4.5. Los rectángulos corresponden a la localización de las áreas altamente susceptibles (AS) y ligeramente susceptibles (LS) pertenecientes a las formaciones Metatobas de El Chino y El Caño (FCH) y Metalavas de El Carmen (FCA), dentro del área de estudio. Los mismos se demarcaron con un círculo de color blanco, debido a que atañen a áreas muy pequeñas.

#### **4.2. Establecimiento del efecto del cambio del factor cobertura y uso de la tierra sobre el desencadenamiento de los movimientos en masa:**

Se seleccionaron un total de 9 imágenes Landsat (1986, 2000, 2001, 2002, 2003, 2005 y 2006) y una imagen Spot (2008). Estas imágenes fueron georeferenciadas usando las cartas correspondientes, a escala 1:25 000, del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. Posteriormente, se realizó la corrección radiométrica, usando el método de Chávez (1988) y se calculó el índice de normalización topográfica (Minnaert y Szeicz, 1961), para luego determinar el Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI) (Rouse *et al.*, 1973a). Para evaluar el efecto del cambio del factor cobertura se seleccionó un rectángulo que contiene al área de estudio en cada una de las imágenes.

#### **4.3. Identificación de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento:**

En estudios previos se constató que en la cuenca son frecuentes las cicatrices de movimientos en masa del tipo terracetas, deslizamientos y derrumbes (Ospina y Elizalde, 2004; Guillén, 2006, Pineda, 2008). Para la identificación de cicatrices de deslizamiento en este estudio, se utilizó una secuencia de fotografías aéreas a escala 1:25 000 de los años 1941 y 1971, ortofotomapas de la misma escala del año 1992 (Guillen, 2006) y una imagen del satélite Spot del año 2008. Material suministrado por el Instituto Geográfico de Venezuela, Simón Bolívar. En la figura 4.6 se muestra la cobertura de las distintas fuentes. El procedimiento realizado sobre las fotografías aéreas se detalla en el capítulo siete.

La identificación se realizó de forma visual, sobre las respectivas imágenes digitales, marcando puntos que identifican la cicatriz y la masa fallada. La identificación de los mismos dependió de la resolución espacial de la imagen usada para el levantamiento (Parise, 2001) y el área cubierta (Figura 4.6). La fotointerpretación fue validada en campo mediante una constatación en el terreno de parte de los puntos identificados en las imágenes.

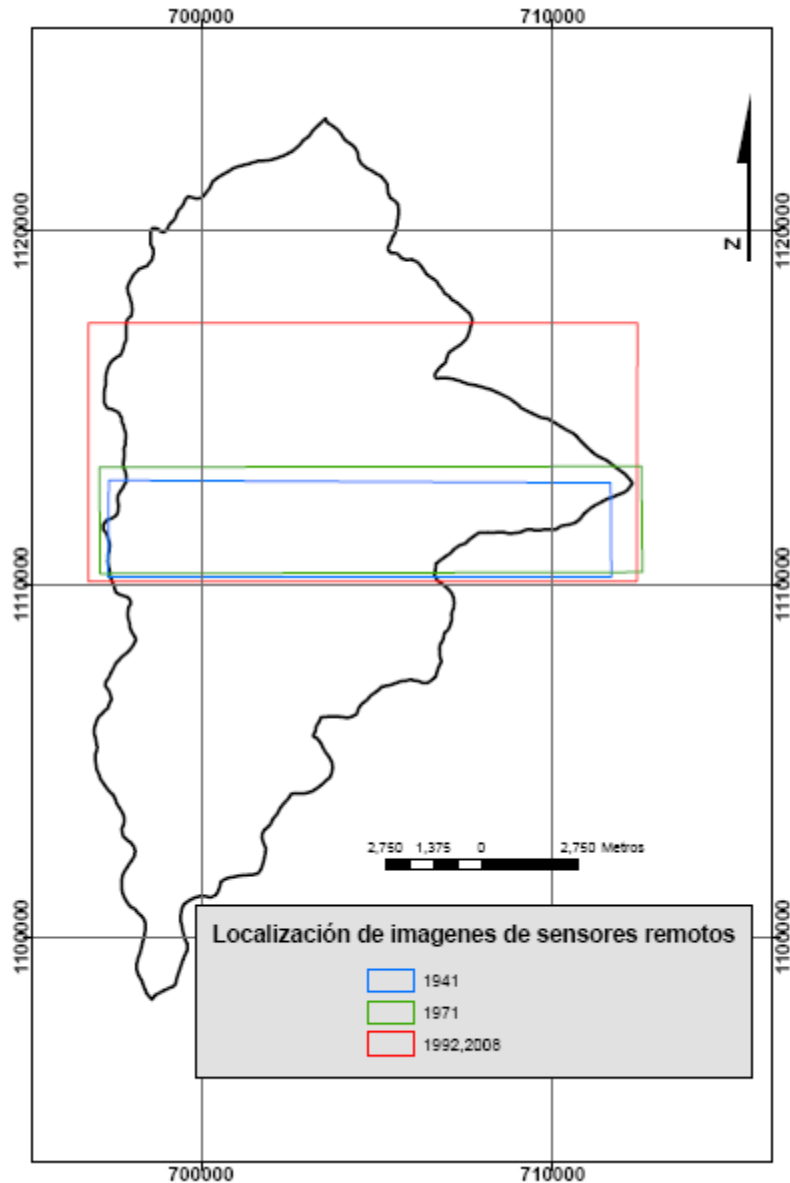


Figura 4.6. La imagen muestra la intensa erosión (laminar, en surcos, cárcavas y por deslizamientos) debido al uso de ganadería

Posteriormente, en cada una de las imágenes, se delimitaron puntos de no deslizamientos. En cada imagen se delimitó un área buffer de 50 m alrededor de cada cicatriz, siguiendo la metodología de Dai y Lee (2002). Esta área buffer permitió resguardar el punto de la cicatriz de deslizamiento y el error de precisión producto de la escala de levantamiento. Finalmente, se generó una tabla de datos con puntos de no cicatrices de deslizamientos, similar en cantidad, a la tabla de datos de cicatrices de deslizamientos. Los puntos de cicatrices de deslizamientos se calificaron como cero (0) y los puntos de no cicatrices se calificaron como uno (1).

#### 4.4. Caracterización y determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación:

Para la caracterización del clima en el área de estudio se usó la información de la Estación climática Tiara (Código de identificación a nivel nacional 1487; Cuadro 4.4), la cual se localiza en el sector septentrional (latitud 10°,13' y longitud 67°,15'; zona 2) de la cuenca. La estación tiene registros de precipitación diaria desde el año 1958 hasta el año 2002, para un total de 45 años. Debido a que ésta estación solo posee datos de precipitación, fue necesario usar datos de evaporación, radiación y temperaturas mínimas y máximas de la estación Camatagua ubicada a 36 km al Sureste del centro del área de estudio, fuera de los límites de la cuenca (Código de identificación a nivel nacional 2520), para estimar evapotranspiración diaria (ET0) y determinar periodos de humedad (capítulo ocho).

Cuadro 4.4. Origen y características de los registros empleados para la obtención de los parámetros de generación climática.

Elemento	Estación	Serial	Altitud (msnm)	Lapso de Registro (años)	Extensión de Registro (años)	Localización
Precipitación diaria (mm)	Tiara	1487	750	1958 - 2002	45	7 km al Norte del centro del área de estudio.
Temperatura máxima mensual (°C)				1990; 1992 -97	7	
Temperatura mínima mensual (°C)	Camatagua	2521	244	1989 – 90; 1992 – 95; 1996 - 98	9	36 km al Sureste del centro del área de estudio
Radiación (Cal cm <sup>-2</sup> )				1989 – 94; 1996 - 98	9	
Velocidad del Viento (m/s a 0,6 m)				1989 – 94; 1996- 98	9	

Para el análisis de la distribución espacial de la precipitación, se usaron 42 estaciones, que se encuentran en la cuenca alta del río Guárico y áreas vecinas. Para cada una de las estaciones, se calculó la precipitación promedio, la media y la mediana, estimadas sobre datos diarios (Chau *et al.*, 2004), y se estableció una relación entre los patrones de distribución espacial de la precipitación y las coordenadas UTM (Este y Norte) y la altura, determinadas a partir de un rectángulos del modelo digital de elevación (MDE) que contiene el área de estudio.

## **4.5. Establecimiento de las relaciones existentes entre los deslizamientos y los variables de suelo-paisaje:**

### **4.5.1. Deslizamientos -paisaje**

Para establecer las relaciones entre los deslizamientos y el paisaje se utilizó la información del relieve proveniente de un modelo digital de elevación (MDE) de toda la cuenca del río Caramacate.

Para la realización del MDE, se contó con información digital suministrada por el Instituto Geográfico Simón Bolívar (curvas de nivel a intervalos de 20 m, hidrografía, embalses, cuerpos de agua, entre otras). Esta información fue generada a partir de cartas topográficas y ortofotomapas a escala 1: 25 000 (6745II SO y II NO). Una vez revisados o editados los archivos, se generó el modelo digital de elevación (MDE) en formato *raster* para toda la cuenca (18 012 ha) a una resolución de 15 metros. Dicho modelo se generó usando la herramienta Topogrid del programa ArcGIS (versión 9.2, Environmental Systems Research Institute, Redlands, CA, USA), cuyo algoritmo se basa en el programa ANUDEM (Hutchinson, 1989)

Para la delimitación de subcuencas, se usó la red de drenaje y el MDE del área de estudio. A partir del MDE se generó el mapa de sombras (sombreo analítico), lo cual facilitó la visualización de las características morfológicas del relieve. El criterio usado para la delimitación de las subcuencas, fue el cambio en la densidad de drenaje (visual), estructura o patrón espacial de los canales afluentes al canal principal y las divisorias de aguas o líneas de crestas. Subsiguientemente a partir del MDE, se determinaron automáticamente las variables geomorfométricas más ampliamente usadas (Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Iwahashi y Pike, 2007), para establecer las relaciones entre las cicatrices de los deslizamientos y el paisaje general dividido en subcuencas.

Posteriormente se determinó el índice de densidad de deslizamientos (IC) en cada subcuenca dentro de la cuenca del río Caramacate (Parise, 2001; Pineda, 2008). A partir de la red de drenaje y el mapa de subcuencas, se determinó, el número de canales, la longitud de los canales principales y secundarios y el número de segmentos por subcuenca. Los mapas de variables geomorfométricas resultantes, fueron relacionados con el mapa de subcuencas y el mapa de cicatrices de deslizamiento. Adicionalmente se identificaron visualmente en cada subcuenca el número de cicatrices localizadas en la posición de crestas y el número de cicatrices cercanas a la red de drenaje.

### **4.5.2. Deslizamientos-suelo**

Para el establecimiento de las relaciones entre los deslizamientos y los suelos se realizó un muestreo de suelos en áreas con alta densidad de cicatrices de deslizamientos y áreas con baja densidad de cicatrices.

#### 4.5.2.1. Diseño del Muestreo

Con base al mapa de susceptibilidad del área de estudio (Pineda, 2008), se seleccionaron en las unidades litogeomorfológica desarrolladas sobre la formación Metalavas de El Carmen y sobre formación Metatobas de El Chino y El Caño), dos sitios de muestreo: uno calificado como altamente susceptible y otro ligeramente susceptible a los deslizamientos. En cada una de éstos, se seleccionaron dos laderas. En cada ladera se tomaron 8 puntos o perfiles de suelos, que corresponden a muestras representativas de suelos. Cuatro de ellos separados 45 metros formando un cuadrado y un punto adicional a cada uno de estos, a una distancia de ocho metros, cuya orientación se seleccionó al azar utilizando como guía la rosa de los vientos (Figura 4.7). En cada sitio se hizo una descripción morfológica del perfil utilizando el Manual de Levantamiento de Suelos (Soil Survey Division Staff, 1993) y se tomaron muestras disturbadas y no disturbadas con las cuales se realizaron las determinaciones físicas y químicas. Las muestras no disturbadas se tomaron con un muestreador tipo Uhland, utilizando cilindros de 7,5 cm de alto y 7,5 cm de diámetro (313,9 cm<sup>3</sup>). En algunos puntos los suelos eran muy superficiales y solo se pudo tomar muestras del horizonte superficial

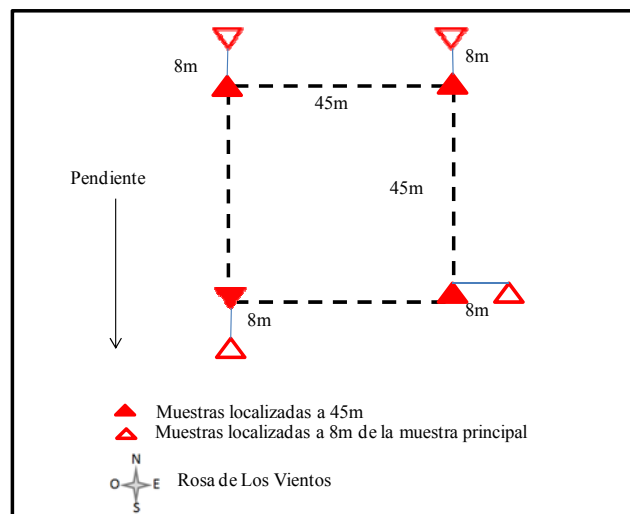


Figura 4.7. Diseño de muestreo por ladera en cada sector.

El rectángulo que forman las ocho muestras conformaron la superficie de muestreo dentro del área muestra.

#### 4.5.2.2. Determinaciones realizadas a las muestras

##### 4.5.2.2.1. Determinaciones químicas

Las determinaciones químicas se hicieron en las muestras disturbadas (fracción de < 2mm) de cada uno de los puntos. Las muestras fueron disgregadas, trituradas, homogenizadas y tamizadas por 2mm. Se determinó pH en agua 1:1 por el método potenciométrico; conductividad eléctrica en relación suelo: agua 1:1 por el método conductimétrico (dS/m); materia orgánica del suelo (MO, %) por combustión húmeda (Walkley y Black, 1934); bases cambiables (Ca, Mg, K y Na,



Cmol (+)/kg) con acetato de amonio normal y neutro, capacidad de intercambio catiónico por acetato de amonio a pH 7 (CIC, Cmol (-)/kg) y % de saturación con bases (SB) (FAGRO-UCV, 1993).

#### 4.5.2.2.2. Determinaciones físicas

Se determinaron propiedades mecánicas, estructurales y propiedades hidráulicas. La caracterización mecánica se realizó en las muestras disturbadas, determinándose la distribución de tamaño de partículas por el método de la pipeta, con fraccionamiento de la arena por tamizado (%) (Pla, 1977). Se determinó el contenido de fracción gruesa por tamizado en base a peso y el índice de plasticidad (% de humedad) según la metodología de Pla (1977), pero en la fracción que pasa por un tamiz de 425µm.

Entre las propiedades estructurales, relacionadas con la distribución y disposición de los poros en la masa del suelo, se determinó: la densidad aparente ( $D_a$ , Mg/m<sup>3</sup>); porosidad total (PT, %), diámetro medio de poros (DMP, mm), macroporos (porcentaje de poros con radio equivalente mayor a 15µm, %) y microporos (porcentaje de poros con radio equivalente menor a 15 µm) y poros mayores a 30 µm. Adicionalmente se determinó el porcentaje de pedregosidad en volumen, con diámetro mayor de 2mm en cada cilindro, siguiendo la metodología de McCormack *et al*, 1982 y el módulo de ruptura (kg/cm<sup>2</sup>), con el aparejo para medición (Unconfined Compression Aparatus, Modelo U-160- Cenco Instruments Corp. U.S.A.) con anillos para 552 y 1102 kilogramos (Pla, 1977). Las muestras no disturbadas se tomaron en cilindros de 7,5 cm de alto y 7,5 cm de diámetro

Para evaluar la dinámica de la estabilidad estructural, se determinó la distribución de los agregados estables al humedecimiento, para los diámetros de 2-4mm (%), 1-2 mm (%), > 0,5-1 mm (%), 0,25-0,5mm (%) y menor a 0,25 mm (%), usando la metodología de Yoder propuesta por Pla (1977). Esta determinación se realizó solo en el horizonte superficial. Posteriormente se calculó el diámetro medio ponderado (DMP, %), con la ecuaciones 1 y 2:

$$DMP = \frac{3d \times (4-2mm) + 1,5d \times (1-2mm) + 0,75d \times (0,5-1 mm) + 0,30d \times (0,1-0,5mm)}{b(4-2mm) + b(1-2mm) + b(0,5-1 mm) + b(0,1-0,5mm)} \dots\dots\dots (1)$$

$$d = b - c \dots\dots\dots (2)$$

b= peso de las los agregados y partículas de arena con diámetro comprendido entre 4-2mm; 1-2mm; 0,5-1 mm y 0,1-0,5mm  
 c= peso de las arenas con diámetro comprendido entre 4-2mm; 1-2mm; 0,5-1 mm y 0,1-0,5mm

Entre las propiedades hidráulicas se determinó: la conductividad hidráulica a saturación ( $K_s$ , cm/h), el contenido de humedad a -33 kPa y el contenido de humedad a -1500 kPa.

La conductividad hidráulica se midió en cada uno de los horizontes de suelo, lo cual permitió deducir donde se producen las limitaciones de la velocidad de infiltración (Wagner, 1998). Esta determinación se realizó en cilindros de muestras no alteradas tomadas directamente en campo (A y B), y en cilindros conformados en laboratorio (horizontes C). Para la conformación de los

cilindros representativos de los horizontes C, inicialmente se tomaron muestras en campo, tratando en lo posible de alterar poco la muestra. Posteriormente, se determinó la densidad aparente del suelo, con el método del terrón (Pla, 1977). Finalmente, utilizando como referencia la densidad aparente, se conformaron los cilindros de suelos representativos del horizonte C, para ambas formaciones.

Por último, se determinó la conductividad hidráulica a saturación, en cilindros previamente saturados con carga constante. El uso de cilindros de suelo no alterados para realizar esta determinación, se justifica en suelos no roturados (Wagner, 1998).

El contenido de humedad a -33 kPa, se utilizó como una aproximación del valor de capacidad de campo (CC, mm), y la retención a -1500 kPa como una aproximación del punto de marchitez permanente (PMP, mm).

La CC (-33 kPa) representa la máxima cantidad de agua que puede retener un suelo, cuando cesa la lluvia o el riego y se hace inapreciable el movimiento descendente del agua, por drenaje interno. Esta se determinó en cilindros de muestras no alteradas en el laboratorio, con lo que no se evaluaron los efectos de las posibles limitaciones en el drenaje interno por efecto de diferentes estratos en el perfil del suelo, ni la pérdida lateral de agua.

El PMP, representa la cantidad de agua retenida en el suelo, que no puede ser extraída por las plantas, por lo cual se marchitan de forma permanente. Esta se determinó en muestras disgregadas de suelos, pertenecientes a algunos puntos de muestreo, las cuales después de saturadas fueron sometidas a una presión de 1500 kPa, para extraer el agua retenida a potencial mátricos de -15 kPa.

El contenido de agua a saturación (SAT) representa la máxima cantidad de agua que puede contener un suelo (macroporos y microporos). Esta se calculó en función del espacio poroso total, determinado en cilindros (Pla, 1977).

Posteriormente, debido a que el modelo SOMORE necesita valores de infiltración, se consideró que la media armónica de los valores de conductividad hidráulica a saturación de cada uno de los horizontes, en la formación Metatobas de El Chino y El Caño, corresponde aproximadamente al valor final de velocidad de infiltración (infiltración básica), bajo el supuesto que en las zonas saturadas, la velocidad de infiltración está condicionada por la conductividad hidráulica (Porta, *et al.*, 1999). En la formación Metalavas de El Carmen, se usaron los valores de infiltración básica medidos por Corona (1998), el cual determinó dicho valor con un simulador de lluvia en campo, realizando una substracción entre la lluvia simulada y la escorrentía, en suelos bajo cobertura de pasto.

#### 4.5.2.3. *Análisis exploratorio para la selección de variables muestreadas*

Se realizó un análisis exploratorio de los datos de suelos determinando su distribución, los estadísticos de tendencia central y dispersión y la presencia de valores atípicos. Estos últimos se identificaron según el procedimiento de Tukey (1977): Rango (H) = 3er Cuartil - 1er Cuartil;

Paso=  $1,5 * H$ ; Cerca Interna Superior = 3er Cuartil + Paso; Cerca Interna Inferior= 1er Cuartil – Paso; Cerca Externa Superior = 3er Cuartil + 2 Pasos; Cerca Externa Inferior= 1er Cuartil -2 Paso. Los datos que se encuentran fuera de las cercas externas se denominan datos muy lejanos y son considerados atípicos.

Se efectuó la prueba de hipótesis de Shapiro y Wilks (1965) para evaluar normalidad en la distribución de los datos. Posteriormente, se realizó la prueba no paramétrica de U de Mann Whitney (Mann y. Whitney, 1947) para comparar los suelos ubicados sobre la formación El Chino y El Caño con los ubicados sobre la formación El Carmen, con la finalidad de constatar si las muestras colectadas en las áreas altamente o ligeramente susceptibles, proceden de la misma población. Este primer análisis condujo a eliminar valores atípicos de la bases de datos y descartar variables no involucradas con el desencadenamiento de los deslizamientos.

## **5. EVALUACIÓN DE LOS CAMBIOS DE COBERTURA VEGETAL Y SU INCIDENCIA SOBRE LA OCURRENCIA Y SUSCEPTIBILIDAD A LOS DESLIZAMIENTOS.**

### **5.1 RESUMEN**

En los capítulos previos se presentó de forma resumida el estado actual de la evaluación de los movimientos en masa tanto en Venezuela como a nivel internacional. Basados en éstos, se desarrolló la metodología general de trabajo. El enfoque metodológico planteó la necesidad de realizar las evaluaciones de la susceptibilidad y el riesgo, valorando cada uno de los factores involucrados en la formación del paisaje y consecuentemente con la ocurrencia de deslizamientos. Entre estos factores la cobertura vegetal juega un papel importante. La intervención de la misma conduce a modificaciones profundas del paisaje, que se expresan inicialmente con la destrucción de la cobertura vegetal y el incremento de la susceptibilidad a los deslizamientos de manera general. En la presente investigación se evaluó la relación causa-efecto entre los cambios de cobertura vegetal y la existencia de deslizamientos. Para ello, y con el fin de medir dichos cambios, se utilizó el Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI) de varios periodos sucesivos (1986 al 2008). La evaluación de este índice permitió identificar cambios temporales y espaciales de cobertura, y hacer inferencias sobre la influencia de estos cambios en la ocurrencia de deslizamientos. Los valores de NDVI han venido disminuyendo paulatinamente tanto en las áreas altamente susceptibles como en las ligeramente susceptibles a deslizamientos, lo cual reveló la ocurrencia de una degradación progresiva de la cobertura vegetal en el área de estudio. La formación Metatobas de El Chino y El Caño presentó una mayor superficie calificada como de moderada a alta afectación (85 a 90%) por pérdida de cobertura vegetal en comparación con la formación Metalavas de El Carmen (60%), razón por la cual se consideró que la primera presentó mayor propensión a los deslizamientos. En la formación Metatobas de El Chino y El Caño no se detectaron diferencias de cambios de coberturas entre las áreas alta y ligeramente susceptibles a deslizamientos; mientras que en la formación Metalavas de El Carmen el área calificada como ligeramente susceptible presentó un 17% de la superficie, en recuperación. Finalmente, los valores de NDVI en puntos del terreno sin deslizamientos fueron consistentemente mayores que los valores análogos en las áreas a afectadas por cicatrices de deslizamiento, lo cual constituye una evidencia a favor del argumento que la remoción de la cobertura vegetal tiende a promover la ocurrencia de deslizamientos.

### **5.2. INTRODUCCIÓN**

La cobertura vegetal ha sido objeto de controversias en cuanto a su efecto condicionante o activador de distintos tipos de movimientos en masa (Aleotti, 2004; Abreu, 2005; Imaizumi *et al.*, 2008). Algunos autores señalan, que ésta juega un papel importante, debido a que influye en las propiedades hidrológicas y mecánicas del suelo, favoreciendo la estabilidad de las pendientes (Dai y Lee, 2002). Atributos tales como: la cohesión, el ángulo interno de fricción, el peso de los materiales superficiales y la presión de agua en los poros del suelo, tienden a ser modificados por la presencia de la vegetación, con lo cual mejora la cohesión efectiva del suelo, se refuerza la matriz del suelo y aumenta el potencial mátrico del suelo, a través de la evapotranspiración y la interceptación (Gomez y Kauzoghu, 2005).

Debido a las condiciones favorables provistas por la presencia de cobertura, algunos tipos de movimientos en masa se asocian, por lo general, a áreas donde hay intervención de la misma (Zinck, 1990; Mehrotra *et al.*, 1996; Zhou *et al.*, 2002; Can *et al.*, 2005). La intervención de la cobertura afecta los procesos de infiltración del suelo y la evapotranspiración, así como la fuerza de la raíz, disminuyendo con esto la estabilidad de taludes e incrementando el riesgo de deslizamientos. Zinck (1990), Zhou *et al.*, (2002), Can *et al.*, (2005) muestran que los deslizamientos ocurren con mayor frecuencia en campos deforestados o cultivados y sobre tierras en barbecho o bajo pasto, por lo que se deduce que estas áreas son más propensas a los deslizamientos (Dai y Lee, 2002; Gorsevski *et al.*, 2006).

Los cambios en el uso de la tierra conducen a modificaciones profundas y rápidas del paisaje, lo que se expresa con la destrucción de la vegetación, cambios en la topografía e incremento de la erosión (Ferrer, 1999 citado por Abreu, 2005). Debido justamente a estas modificaciones, la propensión a la ocurrencia de deslizamientos aumenta. Inicialmente se presenta un incremento de la erosión, laminar y concentrada y consecuentemente de los deslizamientos, debido a que la intervención reduce la fuerza del regolito, produciendo laderas más susceptibles (Glade, 2003); sobre todo, si se combinan estas condiciones de deforestación, con otras variables del paisaje tales como el gradiente de la pendiente y la estabilidad estructural de las laderas (Rowbotham y Dudycha, 1998; Pidwirny, 2006). Otro efecto de la intervención humana es la generación de áreas quemadas, las cuales tienen relación con la ocurrencia de flujos de escombros (Gabet y Sternberg, 2008).

La actividad humana provoca movimientos en masa de tipo deslizamiento por la alteración de la geometría externa de las laderas (Zêzere *et al.*, 1999; González *et al.*, 2002; Remondo *et al.*, 2004), al realizar obras tales como: remoción de plantas de raíces profundas, aterrazamiento, construcción de carreteras, alteraciones de flujos de agua (mala disposición de aguas residuales), entre otras (Abreu, 2005; Guadagno *et al.*, 2005; Can *et al.*, 2005). En algunos casos, el efecto de esta actividad es evaluada indirectamente a través de la cobertura vegetal, ya que con frecuencia, existe una afectación directa de la misma.

En Venezuela, Pla (1997), presentó el caso de un ultisol, franco arcilloso, bajo clima subhúmedo tropical, el cual en condiciones naturales estaba cubierto por un bosque denso, que facilitaba la conductividad hidráulica en el horizonte argílico, al penetrar las raíces más de 30cm. Este bosque fue sustituido por tierras de pastura y uso agrícola, Después de la deforestación y el sobrepastoreo, las raíces de los pastos solo se concentraron en los 10-20cm superficiales, y la conductividad hidráulica del horizonte B disminuyó hasta 1mm/hora, lo cual provocó que la precipitación sobrepasara el límite líquido, llegando la saturación a causar escurrimientos superficiales y subsuperficiales concentrados, condición favorable para la ocurrencia de distintos tipos de movimientos en masa, en tierras con altas pendientes. En este caso, la principal causa de los movimientos en masa fueron las diferencias en las tasas de infiltración potencial y la conductividad hidráulica saturada, entre la capa superficial y las capas subyacentes. Unido a esto el efecto benéfico de anclaje por presencia de raíces profundas y el efecto regulador de la cobertura vegetal sobre la intensidad con que el agua de lluvia llega al suelo, se perdieron después de la deforestación.

Por el contrario, en terrenos bajo cobertura nativa, boscosa o uso forestal, tienden a ocurrir menos deslizamientos, debido al efecto protector de la vegetación (Glade, 2003); aunque esto depende de la naturaleza de la cobertura vegetal, su densidad y tipo, entre otros factores (D'Amato Avanzi *et al.*, 2004). Esto puede deberse a que los suelos bajo uso forestal, generalmente presentan una mayor capacidad de infiltración, aunque la probabilidad de que ocurran deslizamientos en áreas forestadas, se incrementa significativamente cuando se presentan eventos de lluvias extremos (Young, 1972 citado por Abreu, 2005). Ello concuerda con lo reportado por D'Amato Avanzi *et al.*, (2004), quienes encontraron una alta incidencia de deslizamientos (83%) en un área cubierta por bosques de castaño, por lo que no solo es importante la densidad de la cobertura vegetal, sino también otros factores, relacionados con el relieve, el clima, las condiciones hidráulicas, las propiedades hidrológicas del suelo y los materiales subyacentes, entre otros.

Para la evaluación de la cobertura vegetal y sus cambios se emplean mapas preexistentes de vegetación; fotografías aéreas o imágenes de sensores remotos (Ostir *et al.*, 2003; Koutsias y Karteris, 2003; Aich *et al.*, 2008), A partir de las imágenes de satélites se realiza una clasificación visual supervisada o se generan índices basados en sus bandas espectrales y técnicas de procesamiento digital (Koutsias y Karteris, 2003; Geymen y Baz, 2008), tales como la utilización del falso color, el Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI) recomendado para la cobertura de baja densidad (Giannico, 2007) y el Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI) (Maselli, 2004), entre otros índices.

El NDVI, es un índice ampliamente utilizado en el procesamiento de imágenes de satélite (Ecuación, 3) para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación y otros atributos superficiales. El mismo se basa en la intensidad de la radiación de las bandas del espectro electromagnético que la superficie emite o refleja, las cuales son medidas por medio de sensores remotos instalados comúnmente en una plataforma espacial. Este fue definido por Rouse *et al.*, (1973a) como:

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{IR}}{\rho_{NIR} + \rho_{IR}} \dots \dots \dots (3)$$

Donde:  $\rho_{NIR}$  corresponde con la reflectancia en la banda del infrarrojo cercano y  $\rho_{IR}$  corresponde a la reflectancia en la banda roja. Estas bandas permiten separar la vegetación sana de vegetación enferma o senescente (Rouse *et al.*, 1973b). Los valores de NDVI van desde -1 a 1, pero en la práctica los valores oscilan entre los 0,0-0,8 (Boone *et al.*, 2007), los valores  $\leq 0$  corresponden a cuerpos de aguas o áreas sin vegetación, mientras que los valores  $> 0$  representan a la vegetación (Maselli, 2004; Krishnaswamy *et al.*, 2009).

La evaluación de este índice permite identificar los cambios temporales y monitorear los cambios en la dinámica de la vegetación, ya que indica el estado fisiológico de la vegetación. Adicionalmente, se ha demostrado que el mismo, presenta una alta correlación con la densidad de vegetación y el porcentaje de cobertura (Freitas *et al.*, 2005, Giannico, 2007; Krishnaswamy *et al.*, 2009). Este índice es utilizado como un indicador general de la cobertura vegetal (Lenney *et al.*, 1996; Bakr *et al.*, 2010) y su vigor (Lenney *et al.*, 1996), a través del establecimiento de relaciones utilizando ecuaciones de regresión lineales simples derivadas de la correlación de

valores de cobertura medidos en el campo y valores de NDVI obtenidos por satélite (De Jong *et al.*, 1999; De Jong y Riezebos, 1997; De Asis y Omasa, 2007; Giannico, 2007; Boone *et al.*, 2007), o regresiones multivariantes (Maselli, 2001) o para indicar la dinámica de la vegetación (Julien y Sobrino, 2009; Bakr *et al.*, 2010). Sin embargo, en una única imagen de NDVI, las diferencias entre campos baldíos, campos en barbecho, áreas de cultivos inmaduros, áreas con malas cosechas o áreas con vegetación natural de baja densidad de cobertura, pueden ser indistinguibles o confundirse (Bakr *et al.* 2010). Por lo que es importante considerar, que este índice podría ser poco sensible o un mal indicador de la cobertura vegetal, si ésta es de baja densidad, lo cual es común en las zonas áridas y semiáridas (Maselli, 2004; Becker y Choudhury, 1988; Lenney *et al.*, 1996 y Huete y Jackson, 1987; Wallace *et al.*, 1993 citados por Bakr *et al.*, 2010). Adicionalmente, es posible, que las diferencias encontradas entre las imágenes se deban a diferencias de fenología (Shalaby y Tateishi, 2007).

Por otra parte, los valores del NDVI pueden verse afectados por la presencia de píxeles mixtos, los cuales se producen cuando el sensor incluye más de una clase de cobertura del suelo sobre el terreno (Verhoeve y De Wulf, 2002; Wulder *et al.* 2004, Maselli, 2004; Herold *et al.*, 2008) por lo que es evidente el efecto del suelo desnudo sobre los valores de NDVI, además de que existe una fuerte dependencia de la escala espacial en superficies heterogéneas. Lo que indica que los valores de NDVI con diferentes resoluciones, no pueden ser comparables (Jiang *et al.*, 2006), ya que las diferencias en la resolución espacial dependerán de la naturaleza de la cubierta vegetal y en particular de la extensión espacial de las masas forestales (Teillet, *et al.* 1997).

No obstante la combinación de la información espectral de dos satélites (SPOT y LANDSAT) puede utilizarse para mejorar la discriminación del suelo desnudo y suelos con una baja densidad de vegetación (Guyot y Gu, 1994, Wulder *et al.*, 1998). Sin embargo, aunque la resolución espectral de estas imágenes proporciona información esencial para realizar la clasificación, la resolución espacial (pixel), puede no ser suficiente, sobre todo cuando el paisaje presenta fuerte variabilidad espacial y fragmentación (Koutsias y Karteris, 2003).

Adicionalmente, se debe tener cuidado con el uso de valores de NDVI, determinados a partir de datos colectados a través de distintos instrumentos, debido a que sus valores puede variar significativamente en función de la calibración y resolución del sensor, las condiciones atmosféricas, la superficie de reflexión, índices de suelo y las combinaciones de la heterogeneidad, aun cuando los datos del espectro de los diferentes sensores, hayan sido calibrados radiométricamente y corregidos atmosféricamente (Teillet, *et al.*, 1997).

Al evaluar el estado de la cobertura, se pueden hacer inferencias sobre la influencia de estos cambios en la ocurrencia de algunos tipos de movimientos en masa, aunque es difícil relacionar directamente la ocurrencia de deslizamientos de tierra a las variaciones en el uso de la tierra (Glade, 2003). En la evaluación de la influencia de la cobertura vegetal sobre los deslizamientos de tierras se recomienda el análisis detallado de secuencias de fotos aéreas, para detectar los cambios de uso del suelo (Glade, 2003). Por ejemplo, Arismendi *et al.*, (2000), evaluaron y cuantificaron las áreas afectadas por los deslizamientos, haciendo énfasis en los procesos geomorfológicos y la cobertura natural, a través de la comparación de imágenes tomadas antes y después del evento (imágenes de satélites SPOT-Panromáticas e IKONOS y ortofotomapas a

escala 1:25 000). En las imágenes se observó un deterioro significativo de la cobertura vegetal, específicamente en los pisos tropical y pre-montano y en menor proporción el montano bajo. Los tipos de cobertura más afectadas fueron los matorrales; debido al crecimiento anárquico de viviendas, lo que favoreció el deterioro de los suelos producto del escurrimiento difuso y concentrado, tanto de las aguas pluviales, como de las aguas negras provenientes de las viviendas.

Adicionalmente, en sectores con predominio de bosques y con una fuerte meteorización de los esquistos, se produjo un escurrimiento subsuperficial que sirvió como lubricante entre los suelos y la roca originando movimientos en masa del tipo superficial. Imaizumi *et al.*, (2008) en la cuenca de Sanko (Japón), evaluaron el efecto de la cosecha de especies forestales en la frecuencia de deslizamientos y flujos de escombros, empleando nueve conjuntos de fotografías aéreas que cubrían los periodo de 1964 al 2003. En este caso la tendencia a los deslizamientos se asoció a cambios en la estabilidad de las pendientes por la disminución de la fuerza de las raíces.

Para la estimación del riesgo de ocurrencia de movimientos en masa, la evaluación debe basarse en imágenes de distintas fechas utilizando el grado de intervención humana como criterio de evaluación., con la finalidad de establecer la frecuencia, como parte de la evaluación del factor tiempo.

Zhou *et al.*, (2002), Dai y Lee (2002) y Maselli (2004), demostraron que los valores del NDVI presentan una relación con la distribución de algunos tipos de movimientos en masa. En el área de estudio Pineda, 2008 y Pineda *et al.* (2011a), por medio de un análisis de regresión logística mostraron el efecto condicionante del grado de cobertura vegetal, medido a través del NDVI, el cual permitió predecir la alta susceptibilidad a los deslizamientos en laderas con escasa cobertura vegetal.

Sin embargo, una de las limitaciones del uso de estas técnicas para la evaluación de los tipos de movimientos en masa, son: la resolución, la escala y la combinación de imágenes a escalas distintas, debido a que algunos tipos de movimientos en masa pequeños, no pueden ser identificados (Imaizumi *et al.*, 2008). En adición a esto, se debe tener presente que la vegetación a menudo oscurece las características morfológicas indicativas de deslizamientos de tierra (Booth *et al.*, 2009). Igualmente en las imágenes, los distintos tipos de movimientos en masa pueden estar enmascarados por diversos factores tales como: otros procesos de erosión, el crecimiento de la cobertura vegetal, la actividad humana y el efecto del tiempo que borra los límites de algunos tipos de movimientos en masa (Guzzetti, 2003). Para evitar errores algunos autores establecen un tamaño mínimo de deslizamientos ( $50\text{m}^2$ ) (Imaizumi *et al.*, 2008), o sugieren el uso de un área de amortiguación alrededor de las cicatrices de los movimientos en masa tipo deslizamiento (Dai y Lee, 2002; Can *et al.*, 2005 y Magliulo *et al.*, 2009).

Adicionalmente, el NDVI después de alcanzar un umbral de cobertura de copa o biomasa, ya no aumenta más, como se ha identificado en numerosos estudios en los trópicos (Asner *et al.*, 2003; Lillesaeter, 1982 citados por Krishnaswamy *et al.*, 2009), lo cual es un defecto de este índice. Esta técnica es más aplicable en regiones con una acentuada estación seca, y tipos de cobertura relacionadas con bosques verdes y semi deciduos, que en áreas de cobertura densa con tipos de



bosques húmedo siempre verde (Krishnaswamy *et al.*, 2009). Sin embargo, debido a que el interés en este estudio es establecer las relaciones entre los cambios del NDVI en el tiempo y el desencadenamiento de deslizamientos, se consideró que las propiedades del fondo de la imagen son constantes y presentan el mismo efecto de factores tales como: topografía, litología, tipo de suelo, contenido de humedad, entre otras.

A pesar de que se considera que el cálculo del NDVI reduce al mínimo los errores radiométricos (Guyot y Gu, 1994) y topográficos, por presentar la capacidad de disminuir el efecto topográfico, mientras produce una escala de medición lineal, y compensa en parte, los cambios en las condiciones de iluminación, inclinación de la superficie y otros aspectos (Giannico, 2007) es recomendable realizar correcciones radiométricas y topográficas en áreas de altas pendientes.

En síntesis, debido al efecto protector de la cobertura vegetal, la remoción o cambio en la misma puede influir en el desencadenamiento de deslizamientos. Estos cambios en cobertura pueden ser evaluados por medio del NDVI. Sin embargo, se debe tener presente que estos cambios deben ser interpretados como tendencias y no como magnitudes, debido a que este índice es un indicador general. Algunos cambios en los tipos de cobertura vegetal son indistinguibles por su baja densidad, porque obedecen a diferencias fenológicas, por la presencia de píxeles mixtos o por la resolución espacial de la imagen.

En este capítulo se utilizó el NDVI como herramientas para determinar los cambios espaciales y temporales de la cobertura vegetal ocurridos en el área de estudio y establecer relaciones causa-efecto entre la susceptibilidad a los deslizamientos.

### **5.3. PROCEDIMIENTO**

#### **5.3.1. Colección de imágenes, procesamiento y análisis**

##### **5.3.1.1. Imágenes:**

Para la determinación de los cambios espaciales y temporales del NDVI, se seleccionó un total de 7 imágenes LANDSAT (1986, 2000, 2002, 2003, 2005 y 2006) y una imagen SPOT (2008), multiespectrales (Cuadro 5.1), tomadas en los primeros tres meses del año. Las imágenes LANDSAT fueron obtenidas a través del proyecto GeoCover de United States Geological Survey (USGS). Estas presentaron originalmente corrección radiométrica y ortométrica.

Cuadro 5.1. Información general de las imágenes colectadas.

Imagen	Fecha	Tamaño de píxel	Preprocesamiento	Ángulo de Elevación Solar	Azimuth Solar
LANDSAT 1986TM	13/03/1986	30	OrthoGeocover	52,3	108,93
LANDSAT 2000ETM	28/04/2000	28	OrthoGeocover	63,98	80,89
LANDSAT 2001TM	14/03/2001	28	OrthoGeocover	57,45	110,91
LANDSAT 2002TM	28/01/2002	30	L1G ( Corrección Geométrica Radiométrica)	47,97	132,1021
LANDSAT 2003TM	4/3/2003	30	L1G ( Corrección Geométrica Radiométrica)	54,73	116,75
LANDSAT 2005ETM	20/01/2005	30	L1G ( Corrección Geométrica Radiométrica)	47,16	134,73
LANDSAT 2006 ETM	8/2/2006	30	Ortho, GLS2005	49,94	128,19
SPOT 2008	26/03/2008	10	Sin	0	0

Como puede observarse en el Cuadro 5.1, las imágenes corresponden a los primeros meses del año, lo cual coincide con el periodo seco (Figura 5.1), en el cual se presentan los valores más estables de NDVI (Krishnaswamy *et al.*, 2009). El uso de imágenes multi-estacionales puede aumentar la precisión y los detalles de clasificación (Koutsias y Karteris, 2003); para la obtención de imágenes correspondientes al periodo húmedo, se ve afectada por la alta nubosidad propia de la época de precipitaciones, por lo que no fue posible la obtención de esta información.

Para realizar la evaluación se consideró que las diferencias en el periodo seco solo producen efectos menores, aunque a lo largo del año se presentan cambios debido al cambio en las condiciones climáticas y a su efecto fenológico. Estos supuestos se consideraron razonables en el presente caso, en el cual se pretende realizar una evaluación de las tendencias de cambios en la cobertura vegetal a lo largo de los años, en el momento más crítico que corresponde a la época donde existe menor cobertura.

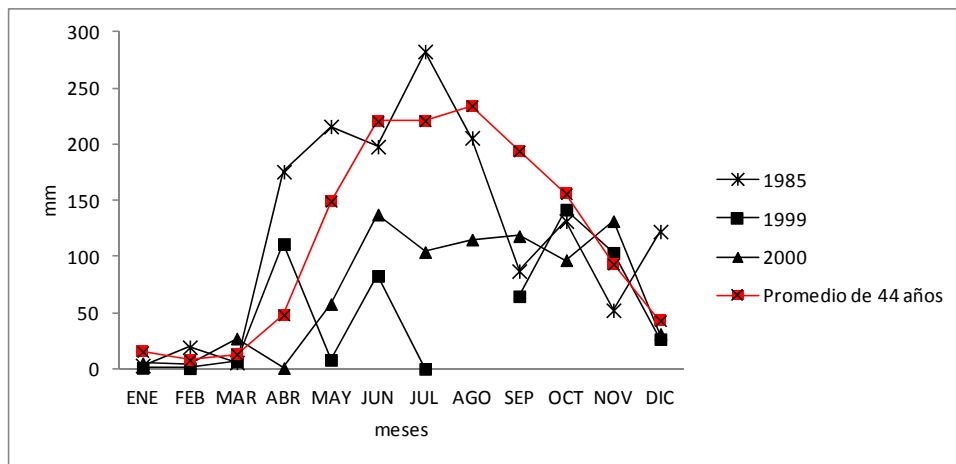


Figura 5.1. Precipitación mensual para los años 1985, 1999, 2000 y promedio mensual basado en 44 años de registro de la Estación Tiara.

### 5.3.1.2. Preprocesamiento de las imágenes

Se seleccionaron las bandas 4(infrarojo cercano) y 3(rojo) de cada una de las imágenes LANDSAT, se cortaron para ajustarlas al área de estudio, y se realizó posteriormente el cambio de Datum, de WGS1984 a Datum SIRGAS\_REGVEN, Proyección UTM, Huso 19. Para lograr un mejor ajuste se georeferenciaron con los ortofotomapas a escala 1:25 000 del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. En el proceso de georeferenciación se usaron entre 40-50 puntos de control. Los puntos de control seleccionados en la banda 3, se usaron para georeferenciar la banda 4, y las bandas del resto de las imágenes. Salvo algunos puntos que fueron descartados por su difícil localización, debido a la presencia de nubes.

La raíz del error cuadrático medio (ECM) obtenido, fue menor a 10 m, el cual es un error aceptable de acuerdo a lo establecido por Lunetta y Elvidge (1998) citado por Shalaby y Tateishi (2007), los cuales establecen que la raíz del ECM no debe ser superior a 0,5 píxeles. La transformación geométrica se realizó con un polinomio de segundo grado, y el método del vecino más cercano. Posteriormente, se realizó una evaluación preliminar de la precisión geométrica, a través de una comparación visual de las bandas, con información vectorial (ríos).

#### 5.3.1.2.1. Corrección radiométrica

Los datos radiométricos obtenidos por sensores satelitales se ven afectados por diversos factores, tales como: las características propias de los sensores, su calibración, el ángulo cenital solar, la distancia tierra-sol, el ángulo cenital de visión y las condiciones atmosféricas (Guyot y Gu, 1994). Uno de los métodos más simple y ampliamente usados para realizar la corrección radiométrica es el método de Chávez (1988). Este consiste en la sustracción de un valor constante en cada banda espectral (Chávez, 1988; Song *et al.*, 2001). Este procedimiento representa una opción cuando se pretende hacer análisis cuantitativos (Guyot y Gu, 1994) y se recomienda cuando se tienen datos de teledetección que ya han sido corregidos, porque solo requiere la información contenida en los datos de la imagen digital (Chávez, 1988).

El método supone la existencia de un valor constante de dispersión atmosférica en toda la imagen, lo cual permite obtener un ambiente uniforme en cada banda (corrección de primer orden) (Chávez, 1988).

#### 5.3.1.2.2. Cálculo el índice de normalización topográfica

Las características topográficas pueden afectar los valores espectrales de las imágenes de satélites, principalmente en las zonas montañosas, donde existe una mayor influenciada de la topografía local, Esta distorsión radiométrica es conocida como "efecto topográfico". El efecto topográfico es producto de las diferencias en iluminación, debido al ángulo de incidencia del sol y el ángulo del terreno, razón por la cual, la superficie terrestre no refleja la energía solar que incide de manera uniforme, en todas las direcciones, por lo que es necesario tomar en cuenta las variaciones en el terreno. Particularmente es conocido que la topografía influye en los índices de vegetación y las condiciones fisiológicas de plantas (Deng *et al.*, 2007). Existen distintos tipos de relaciones entre las variables topográficas (altitud, pendiente, orientación, radiación solar, entre

otras) y el NDVI, aunque estas relaciones pueden variar en función de la estación y los tipos de vegetación (Deng *et al* 2007). En algunos trabajos se muestra que el NDVI puede exponer las tendencias relacionadas con la orientación y el gradiente de la pendiente, revelando con esto la influencia topográfica, la cual es apenas perceptible en bosques, pero muy perceptibles en otros tipos de cobertura. En estos casos el NDVI, debe usarse con precaución en las regiones montañosas y es recomendable realizar correcciones topográficas (Sader *et al.*, 1989).

Una forma de reducir este efecto, es la aplicación de transformaciones basadas en modelos de reflectancia lambertiana o no lambertiana. Estos modelos de normalización, permiten ver la imagen como si ésta fuera una imagen plana. Logrando con ello resultados más precisos, Por ejemplo la constante de Minnaert puede ser calculada a través de la regresión de un conjunto de valores de luminosidad observados en las imágenes con valores de pendiente y orientación, siempre que todas las observaciones estén localizadas sobre el mismo tipo de cobertura terrestre. El valor de k (constante de Minnaert) es la pendiente de la recta de regresión (Hodgson and Shelley, 1994). Para ellos se necesita información relacionada con la elevación solar, azimut solar y el MDE del área de estudio. Este cálculo permite corregir los valores de luminosidad (Colby, 1991; Smith *et al.*, 1980), al relacionarlos con la pendiente y la elevación solar, al momento de tomar las imágenes.

Para el cálculo del índice de normalización topográfica (Minnaert y Szeicz, 1961), se usó el modelo no lambertiano, con la constante de Minnaert. Este índice se calculó banda por banda con el programa ERDAS IMAGINE 9.2 (Leica Geosystems, 2008).

#### 5.3.1.2.3. *Calculó el índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada*

Una vez corregidas las imágenes, se determinó el Índice de Vegetación de la Diferencia Normalizada (NDVI). Para el cálculo del NDVI se utilizaron las bandas del infrarrojo cercano y rojo, mediante la fórmula citada anteriormente. Los NDVI calculados para cada fecha fueron clasificados de -1 a 0; 0 a 0,25; 0,25 a 0,5; 0,5 a 0,75 y de 0,75 a 1, para visualizar de forma más expedita los cambios en una primera evaluación visual.

Una vez obtenido el NDVI (-1 a 1), se realizó un ajuste de los valores, con la finalidad de mostrar solo los valores relacionados con la cobertura vegetal ( $NDVI > 0,1$ ) tal como sugiere Boone *et al.*, 2007. Para ello se realizó una reclasificación, y todos los valores entre -1 y 0 se clasificaron como 0. Este rango de valores comprende los valores asociados a: suelo desnudo, cuerpos de agua, afloramientos rocosos, áreas quemadas y nubes, entre otros. Para eliminar los valores relacionados con la presencia de nubes, se creó una máscara en cada imagen y los valores fueron sustituidos por los valores de NDVI de la imagen de fecha más cercana a esta.

Posteriormente, se realizó una clasificación de los valores de NDVI, usando las clases que se presentan en el Cuadro 5.2

Cuadro 5.2. Clasificación de los valores de NDVI.

Valores de NDVI	Clases	Descripción
-1 a 0	1	Suelos desnudo, áreas quemadas, nubosidad
0 a 0,25	2	Herbazal arbustivo arbolado
0,25 a 0,5	3	Bosque de galería
0,5 a 0,75	4	Bosque semi decíduo
0,75 a 1	5	Bosque siempre verde

**5.3.2. Comparación entre los valores de NDVI y mapas de cobertura vegetal existentes.**

Finalmente, para determinar la posibilidad de usar los valores de NDVI, como indicadores de cambios en límites o superficies de los tipos de cobertura vegetal, se realizó una comparación entre el mapa de cobertura vegetal realizado por Ochoa (2003) y el NDVI de la misma fecha, Para la cual se construyó una matriz de datos, comparando las clases de tipos de cobertura vegetal con las clases de NDVI (Cuadro 5.3).

Cuadro 5.3. Esquema de la matriz de comparación entre dos productos.

Clase	Clases		Total
	Positivos	Negativos	
Positivos	a	b	r
Negativos	c	d	s
Total	t	u	N

Para realizar la comparación se usó el índice de concordancia (Ecuaciones, 4, 5 y 6) denominado Kappa (Cohen, 1960 y 1968).

$$K = (Po - Pe) / (1 - Pe) \dots\dots\dots (4)$$

Donde:

$$Po = (a + d) / N \dots\dots\dots (5)$$

$$Pe = ((r * t) + (s * u)) / N^2 \dots\dots\dots (6)$$

En cada clase se determinó la exactitud del producto (Ecuación, 7) y del usuario (Ecuación, 8) y el error de comisión (Ecuaciones, 9 y 10), por clase de cobertura vegetal.

$$Exp = (a * 100) / t \dots\dots\dots (7)$$

$$Exu = (a * 100) / r \dots\dots\dots (8)$$

$$Erp = 100 - Exp \dots\dots\dots (9)$$

$$Eru = 100 - Exu \dots\dots\dots (10)$$

### 5.3.3. Evaluación de los cambios en cobertura vegetal a través del NDVI

Para detectar los cambios ocurridos durante cada periodo de tiempo se restaron (Ecuación, 11) los NDVI de las imágenes contiguas (Krishnaswamy *et al.*, 2009), con lo cual se generó un mapa cada dos fechas.

$$\Delta p = (NDVI)_E - (NDVI)_R \dots\dots\dots (11)$$

Donde  $\Delta p$  es la diferencia de NDVI encontradas entre las imágenes e y r para cada pixel.

NDVI<sub>E</sub>= NDVI del pixel de año a evaluar

NDVI<sub>R</sub>= NDVI del pixel de año de referencia

Posteriormente, se determinaron los histogramas de las diferencia para cada periodo y se estimó la desviación estándar y la media de las diferencias. Con estos valores se realizó la normalización de cada uno de los mapas a través del uso de la ecuación 12:

$$\Delta n = \frac{\Delta p - Md}{s} \dots\dots\dots (12)$$

Donde  $\Delta n$  = diferencia normalizada

Md= media de las diferencias

s= desviación estándar de las diferencias

El mapa obtenido de las diferencias normalizados, se reclasificó en cinco clases (Cuadro 5.4), basadas en la  $Md \pm s$  y la  $Md \pm 2s$ .

Cuadro 5.4. Clases de cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI.

Clases	Rango basado en las diferencias de NDVI normalizado para establecer la clase	Tipos de cambio en cobertura vegetal
1	< Md- 2s	Disminución significativa del NDVI
2	Md-2s a Md-s	Disminución moderada del NDVI
3	Md-s a Md+s	Sin cambio aparente en del NDVI
4	Md+s a Md+2s	Aumento moderado del NDVI
5	Md+2s	Aumento significativo del NDVI

Estas clases reflejan las diferencias encontradas y el valor relativo del cambio (Ruiz-Gallardo *et al* 2003), finalmente el mapa de diferencias extrema (2008-1986) se comparo con el mapa de cobertura vegetal existentes para determinar los tipos de coberturas más afectadas.

### 5.3.4. Relaciones entre los cambios de cobertura vegetal evaluados a través del NDVI y la susceptibilidad a los deslizamientos.

Para establecer la relación entre las coberturas basadas en el NDVI y las áreas altamente susceptibles y ligeramente susceptibles a los deslizamientos se seleccionaron cuatro sectores dentro del área piloto (Figura 4.5): dos de ellos ubicados sobre la formación Metatobas de El Chino y El Caño y calificados cada uno como ligera y altamente susceptibles a los deslizamientos, y los otros dos localizados sobre la formación Metalavas de El Carmen y

calificados como ligera y altamente susceptibles a los deslizamientos (Cuadro 4.3). Para el establecimiento de las relaciones se determinaron los valores medios de NDVI para cada fecha y posteriormente se realizó una relación entre estas áreas susceptibles o no a los deslizamientos de cada formación y las clases relacionadas con los cambios de cobertura. Las áreas calificadas como ligera o altamente susceptibles a los deslizamientos fueron delimitadas en un estudio previo (Pineda *et al*, 2011a).

#### **5.3.5. Relaciones entre los valores de NDVI y los puntos de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento.**

Para establecer la relación entre las de cicatrices de deslizamientos y los valores de NDVI, en el área de estudio, se utilizaron los escenarios correspondiente a los años 1992 y 2008 (Capítulo 4.3) con lo cual se generaron dos escenarios que corresponden a cada una de las fechas evaluadas. La tabla correspondiente al escenario del año 1992 se relacionó con el NDVI de 1986 y la tabla correspondiente a escenario del año 2008 se relacionó con el NDVI del 2006 y el de 2008.

Posteriormente se realizó una prueba de medias no paramétrica, para determinar si existen diferencias entre los valores de NDVI asociados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos en cada fecha y entre los valores de NDVI en áreas con cicatrices y sin cicatrices de fechas distintas.

### **5.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### **5.4.1. Relación entre la cobertura vegetal y los valores del NDVI.**

Los resultados se muestran gráficamente en las figuras 5.2 a 5.5. El color rojo (-1 a 0) indica ausencia total de cobertura vegetal (nubes, agua, suelos desnudos) y se asocia a valores más bajos de NDVI. El color naranja se asocia a coberturas menos protectoras tales como los herbazales arbustivos, generalmente relacionadas con las áreas destinadas a la ganadería extensiva. La coloración amarilla se asocia principalmente a los bosques de galería, los cuales se muestran en el área de estudio cortando el paisaje. Las coloraciones verde claro y verde, indican una cobertura densa. Estos colores se presentan hacia el Este del área estudio y están relacionadas con coberturas tales como bosque siempre verde y bosque semi decíduo. Adicionalmente, en estas áreas se encontraron patrones y valores ( $< 0$ ) asociados a la presencia de nubosidad. Es importante resaltar que para relacionar los valores de NDVI con los tipos de cobertura vegetal existentes en el área de estudio se debe tomar en cuenta la distribución espacial o patrón de estos valores.

La comparación entre el mapa de cobertura vegetal y el NDVI de la misma fecha produjo los resultados que se presentan en el Cuadro 5.5. Los resultados obtenidos muestran que el índice de concordancia o kappa (0,45) con un intervalo de confianza de 1,19 a 0,012 es moderado. Al determinar la exactitud del producto y el error de comisión por clases (Cuadro 5.6) se encontró que las clases 3 (Bosque de galería) y 4 (Bosque semi decíduo) presentaron los valores de exactitud del productor y usuario más bajos y el error de comisión más alto. A pesar de estos resultados, el patrón de distribución de ambas clases muestra que las mismas pueden ser

identificadas y delimitadas (Figuras 5.3 a 5.6), con lo cual se concluye que los valores de NDVI y su patrón de distribución pueden ser usados para evaluar la magnitud de los cambios ocurridos (Julien y Sobrino, 2009; Bakr *et al.*, 2010), en los límites de los tipos de cobertura vegetal en el área de estudio.

La clase 1 (suelos desnudo, áreas quemadas, nubosidad) presentó valores de cero, debido a que la misma no fue delimitada en el mapa de tipos de cobertura vegetal y se encuentra inmersa en las otras clases existentes, lo cual afectó los valores del índice de concordancia, exactitud del productor y error de comisión. Otro de los factores que pudo influir entre comparación, principalmente en la clase tres, es que el mapa de tipos de cobertura vegetal realizado por Ochoa, (2003), se delimitó sobre una imagen SPOT, mientras que el NDVI se calculó sobre una imagen LANDSAT, las cuales presentan distinto nivel de resolución. Por lo cual, los límites de las áreas correspondientes a bosque de galerías pueden ser distintos. Es conocido que la resolución espacial (tamaño de pixel) afecta la clasificación de cobertura, sobre todo cuando esta presenta fragmentación (Koutsias y Karteris, 2003).



Cuadro 5.5. Matriz de comparación entre el mapa de tipos de cobertura vegetal y las clases de NDVI.

Clases en el mapa de tipos de cobertura vegetal	Clases en el mapa NDVI					Total	Exactitud del usuario	Error de comisión	Marginales	FE
	Suelos desnudo, áreas quemadas nubosidad	Herbazal arbustivo arbolado	Bosque de galería	Bosque semi decíduo	Bosque siempre verde					
Suelos desnudo, áreas quemadas, nubosidad	0	0	0	0	0	0			0	0
Herbazal arbustivo arbolado	6 419 200	48 051 600	1 262 800	126 400	7600	55 867 600	86,0	13,9	7 816 000	38 073 239
Bosque de galería	343 800	12 201 600	3 946 800	270 000	0	16 762 200	23,6	76,4	12 815 400	1 424 574
Bosque semi decíduo	14 000	634 000	2 034 400	3 728 800	431 600	6 842 800	54,5	45,5	3 114 000	507 732
Bosque siempre verde	400	238 000	378 800	2 530 000	7 073 600	10 220 800	69,2	30,8	3 147 200	856 103
Total	6 777 400	61 125 200	7 622 800	6 655 200	7 512 800	89 693 400	62 800 800		26 892 600	40 861 648
Exactitud productor	0,0	78,6	51,8	56,0	94,2	-	-	-	-	-
Error comisión	100,0	21,4	48,2	44,0	5,8	-	-	-	-	-

Nota: El mapa de cobertura vegetal solo presentó cuatro clases de cobertura (Cuadro 4.2) y el NDVI fue subdividido en 5 clases (Cuadro 5.2)

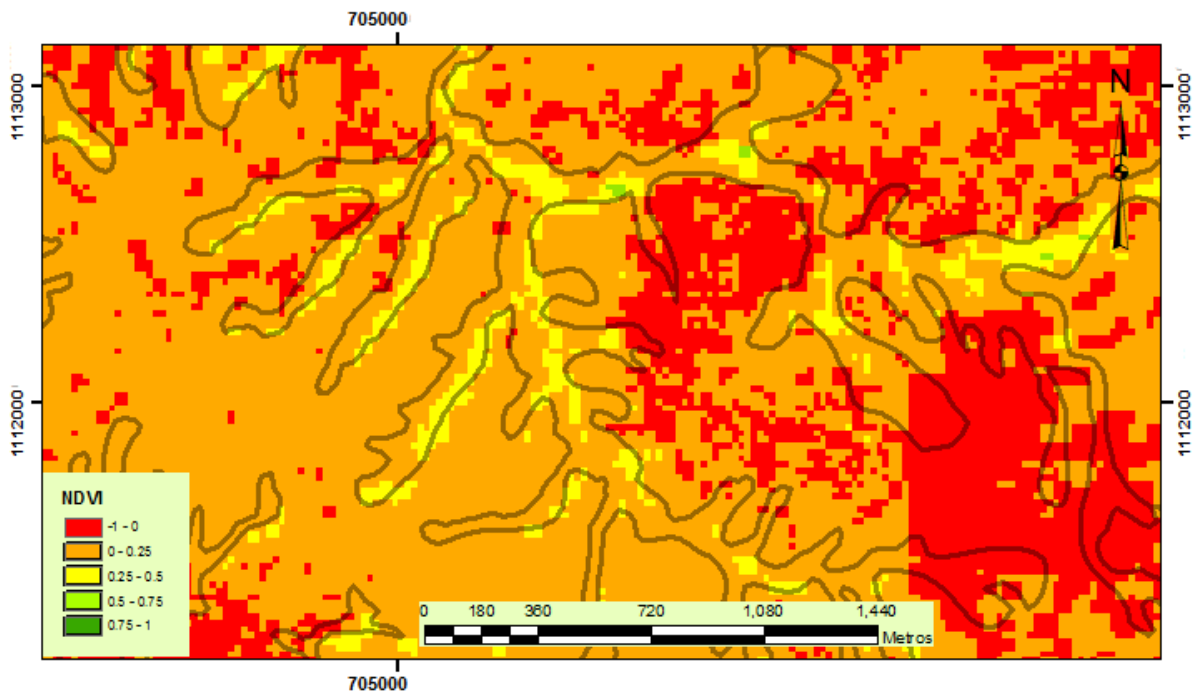


Figura 5.2. Imagen comparativa entre la clase bosque de galería, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen LANDSAT TM 2003.

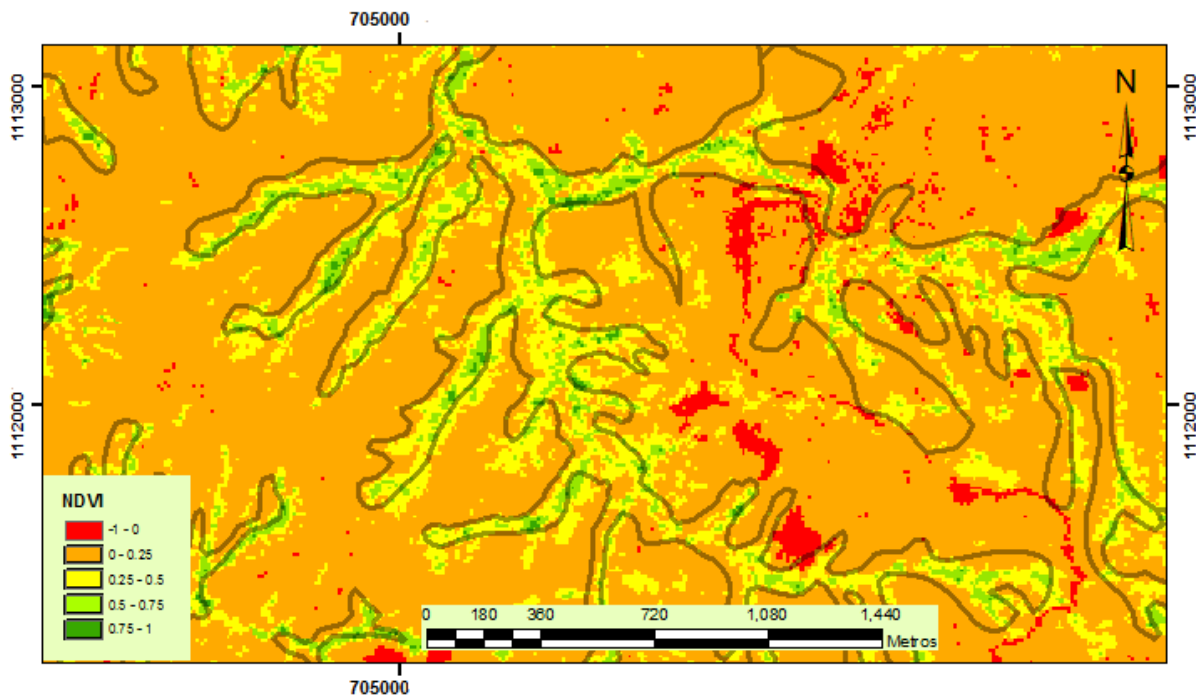


Figura 5.3. Imagen comparativa entre la clase bosque de galería, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen SPOT 2008.

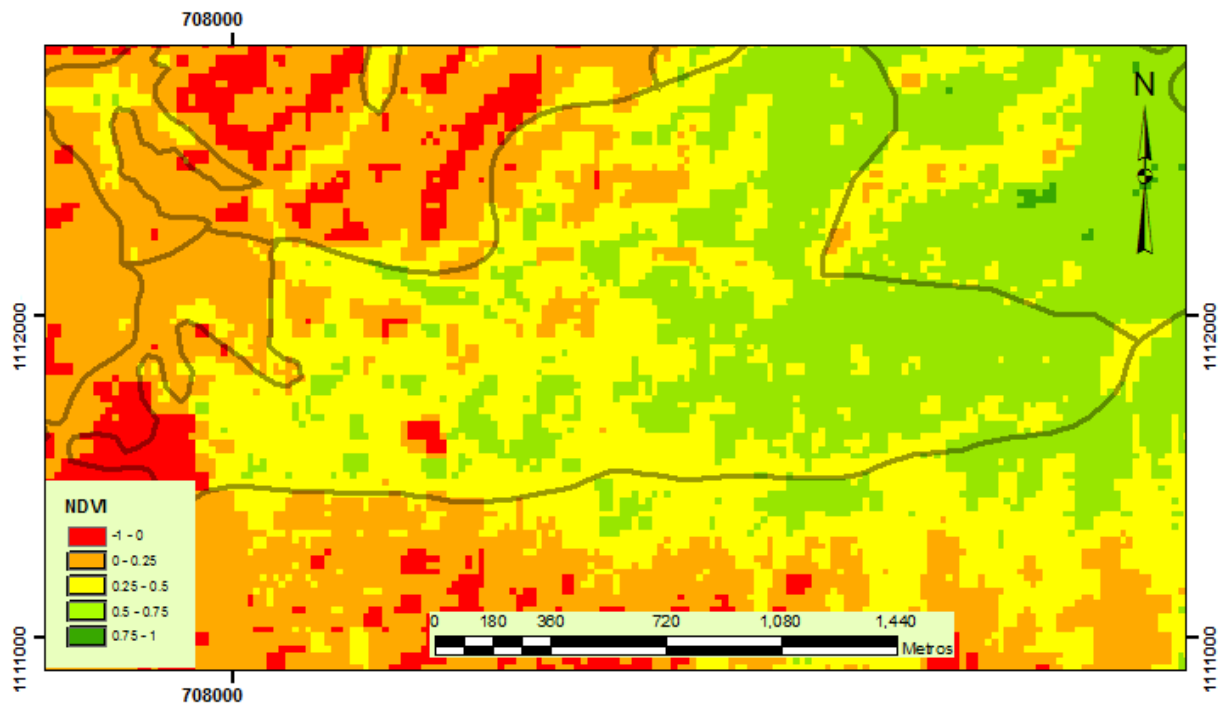


Figura 5.4. Imagen comparativa entre la clase bosque semi decíduo, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen LANDSAT TM 2003.

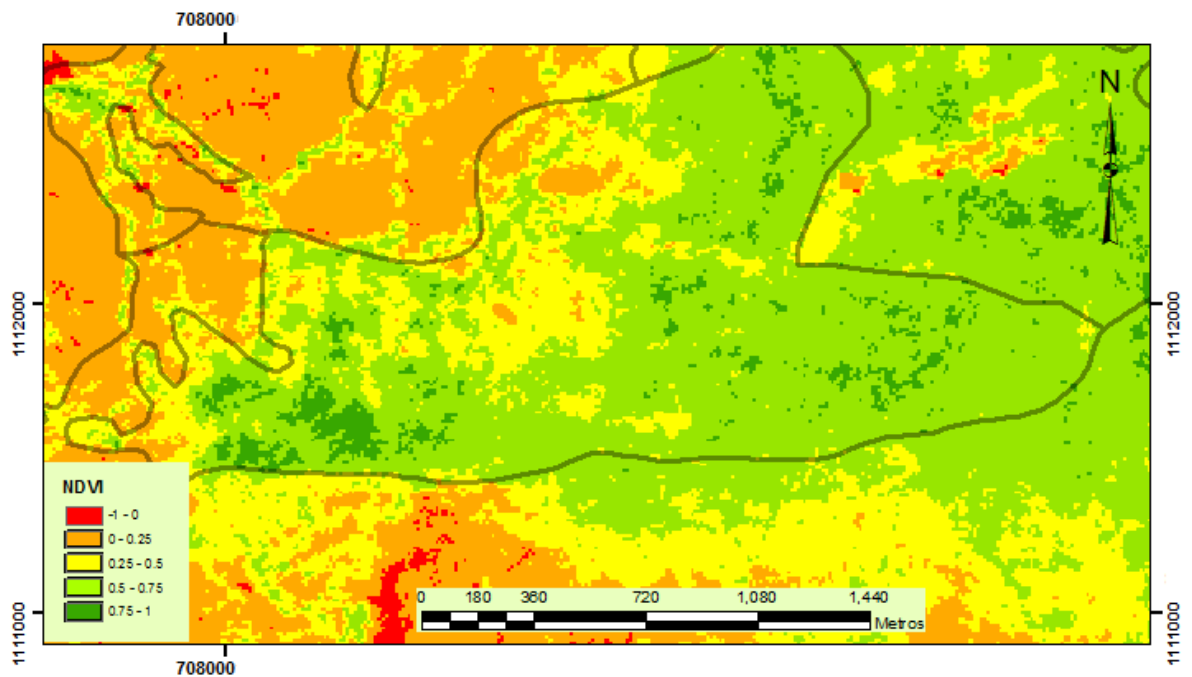


Figura 5.5. Imagen comparativa entre la clase bosque semi decíduo, del mapa tipo de cobertura vegetal y los valores y patrón de distribución de la clase 3 del NDVI, Imagen SPOT 2008.

#### 5.4.2. Evaluación de los cambios a través del uso del NDVI.

En el Cuadro 5.6 se muestran los límites de clases definidos en función de los criterios establecidos en el Cuadro 5.4.

Al confrontar las clases de cambios ocurridos en cada periodo en función de la superficie ocupada por cada clase, se encontró, que las clases extremas, denominadas disminución significativa del NDVI (clase 1) y aumento significativo del NDVI (clase 5), presentan los cambios más evidentes (Cuadro 5.7), al aumentar o disminuir la superficie ocupada por cada clase.

Es evidente una reducción de la superficie asociada a la disminución significativa del NDVI (Clase 1) desde el periodo 2001-1986 al 2008-2006, periodo a partir de la cual ésta clase incrementó. En la Figura 5.7 se observó la magnitud del cambio para esta fecha. La clase 5, asociada a áreas que presentaron un aumento significativo del NDVI presentó una disminución desde el periodo 2001-1986 al 2003-2002. Sin embargo, esta clase presentó un incremento para el periodo 2005-2003, con lo cual se consideró que parte del área fue recuperada, aunque posteriormente, la superficie asociada a esta clase, disminuyó drásticamente en los periodos 2006-2005 y 2008-2006.

Los cambios en el periodo extremo (2008-1986) (\*) utilizado para analizar el cambio global, mostraron que las clases 4 y 5 relacionadas con áreas en recuperación, representan el 45% del área total, mientras que las clases (1 y 2) relacionadas con áreas altamente afectadas, abarcan el 42% del área. Los periodos que presentaron mayor afectación de la cobertura, corresponden al periodo 2008-2006 con un 58% y 2001-1986 con 48% y el periodo de menor afectación corresponde al 2005-2003 con 27% del área total. Estos resultados confirman la utilidad del NDVI como medio para evaluar los cambios en cobertura vegetal (Maselli, 2004; Freitas *et al.*, 2005, Giannico, 2007; Krishnaswamy *et al.*, 2009)

Cuadro 5.6. Clases de cambios asociados a los periodos evaluados, basados en las diferencias normalizadas del NDVI.

Periodo	MEDIA	DESVIACION ESTANDAR	CLASE 1	CLASE 2	CLASE 3	CLASE 4	CLASE 5
2000-1986	0,11	0,16	-6,75 a -0,21	-0,21 a -0,05	-0,05 a 0,27	0,27 a 0,43	0,43 a 4,44
2001-2000	-0,18	0,17	-3,94 a -0,52	-0,52 a -0,35	-0,35 a -0,01	-0,01 a 0,16	0,16 a 6,76
2002-2001	-0,02	0,15	-6,07 a -0,32	-0,32 a -0,17	-0,17 a 0,13	0,13 a 0,28	0,28 a 5,47
2003-2002	-0,03	0,16	-3,98 a -0,35	-0,35 a -0,19	-0,19 a 0,13	0,13 a 0,29	0,29 a 6,00
2005-2003	-0,13	0,19	-4,26 a -0,51	-0,51 a -0,32	-0,32 a 0,06	0,06 a 0,25	0,25 a 5,42
2006-2005	0,01	0,24	-4,21 a -0,47	-0,47 a -0,23	-0,23 a 0,25	0,25 a 0,49	0,49 a 4,13
2008-2006	0,18	0,27	-4,37 a -0,36	-0,36 a -0,09	-0,09 a 0,45	0,45 a 0,72	0,72 a 3,04
2008-1986*	-0,07	0,16	-5,19 a -0,39	-0,39 a -0,24	-0,24 a 0,09	0,09 a 0,25	0,25 a 6,06

\* Periodo extremo de evaluación de diferencias

Cuadro 5.7. Superficie por clases asociadas a los cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI.

CLASE	2000-	2001-	2002-	2003-	2005-	2006-	2008-	2008-
	1986	2000	2001	2002	2003	2005	2006	1986*
Superficies (ha)								
1	Disminución significativa del NDVI							
	5065	3882	3775	3845	3139	3067	4114	4290
2	Disminución moderada del NDVI							
	804	835	860	854	237	1546	2137	798
3	Sin cambio aparente en del NDVI							
	1672	1810	1729	1793	752	5734	2584	1669
4	Aumento moderado del NDVI							
	770	838	1675	3266	995	229	858	722
5	Aumento significativo del NDVI							
	4013	4960	4282	2566	7199	1640	2360	4681

\* Periodo extremo de evaluación de diferencias.

Al comparar el mapa de diferencias de NDVI 2008-1986 con el mapa de cobertura vegetal de Ochoa (2003) se encontró que las coberturas más relacionadas con la clase 5 (aumento significativo del NDVI) corresponde a bosque semi decíduo y bosque siempre verde y en menor proporción a bosque de galería y herbazales arbustivos arbolados. Posiblemente este incremento se debe a áreas pastoreadas anteriormente, dejadas en barbecho por pérdida de la productividad (Cuadro 5.8).

Cuadro 5.8. Comparación entre el mapa de cobertura vegetal realizado por Ochoa (2003) y el mapa de clases asociadas a los cambios en cobertura vegetal, basados en el NDVI, para el periodo 2008-1986.

	Porcentaje				
	CLASE 1	CLASE 2	CLASE 3	CLASE 4	CLASE 5
Herbazal arbustivo arbolado	5.97	7.97	15.47	38.52	32.07
Bosque de galería	5.27	5.90	12.38	35.85	40.59
Bosque semi decíduo	6.13	3.33	10.69	9.03	70.82
Bosque siempre verde	7.73	3.64	12.30	16.07	60.27

### 5.4.3. Relaciones entre los cambios de cobertura evaluados a través del NDVI y la susceptibilidad a los deslizamientos

Los valores medios de NDVI calculados para cada fecha (Figura 5.15) en las áreas calificadas como altamente susceptibles y en aquellas ligeramente susceptibles a los deslizamientos, muestran que el porcentaje de cobertura vegetal, con el pasar de los años, ha disminuido paulatinamente a excepción del año 2000, que presentó los valores máximos. Este comportamiento se mantiene en las dos unidades litológicas consideradas (Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen) lo que indica que ambas están sujetas a altos niveles de intervención.

En la formación Metatobas de El Chino y El Caño se encontró, que para el año 2003 y 2005 el área altamente susceptible presentó valores de NDVI más bajos en relación a las áreas ligeramente susceptibles, mientras que en el resto de los años, los valores fueron muy parecidos o presentaron un ligero aumento (2001 y 2000).

En la formación Metalavas de El Carmen, las áreas altamente susceptibles presentaron una ligera disminución para los años 1986, 2005 y 2008; mientras que las áreas ligeramente susceptibles y altamente susceptibles en ambas formaciones geológicas no mostraron un comportamiento diferencial.

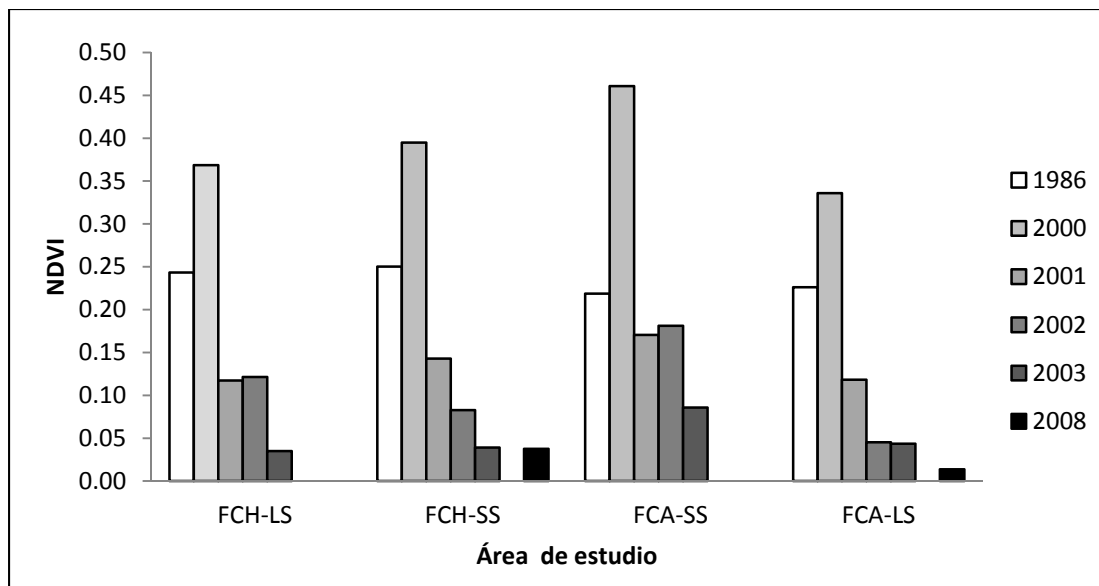


Figura 5.6. Valores de NDVI en distintos periodos de tiempo evaluados en las áreas altamente susceptibles (AS) o ligeramente susceptibles (LS) a los deslizamientos, localizadas en la formación Metatobas de El Chino y El Caño (FCH) y Metalavas de El Carmen (FCA).

Las clases de cambios ocurridos en la formación Metatobas de El Chino y El Caño (Figura 5.8), evidenciaron que el área calificada como ligeramente susceptible presentó un incremento en superficie ocupada por la clase 1, denominada disminución significativa del NDVI. Tendencia que se mantiene en los distintos periodos evaluados, excepto para los periodos 2005-2003 y 2006-2005. La clase 2 denominada disminución moderada del NDVI, también presentó el mismo comportamiento pero en menor magnitud. El balance general del área (Cuadro 5.9), evaluado a lo largo del periodo 2008-1986, mostró el incremento que presentaron estas clases (1 y 2), la cual representó un 85% del área total y el resto del área permaneció prácticamente en iguales condiciones de cobertura.

Cuadro 5.9. Porcentaje de áreas en recuperación u afectación para el periodo 2008-1986.

Formación	Susceptibilidad	Superficie (%)	
		En recuperación	En afectación
Metatobas de El Chino y El Caño	Ligeramente	0,00	85,42
	Altamente	5,00	90,00
Metalavas de El Carmen	Altamente	1,39	61,11
	Ligeramente	16,67	50,00

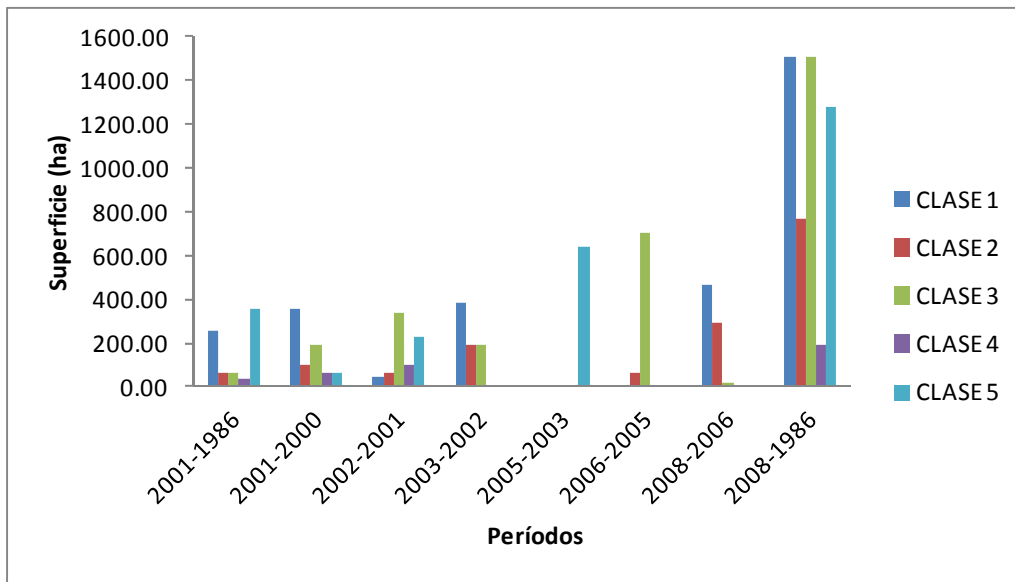


Figura 5.7. Clases de cambios en cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área ligeramente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metatobas de El Chino y El Caño.

En las áreas calificadas como altamente susceptibles (Figura 5.9), el balance general mostró un incremento igualmente en la clase 1 denominada disminución significativa del NDVI, la cual ocupó el 90% del área total. Sin embargo, en ésta área se presentaron algunos sectores en recuperación (5%).

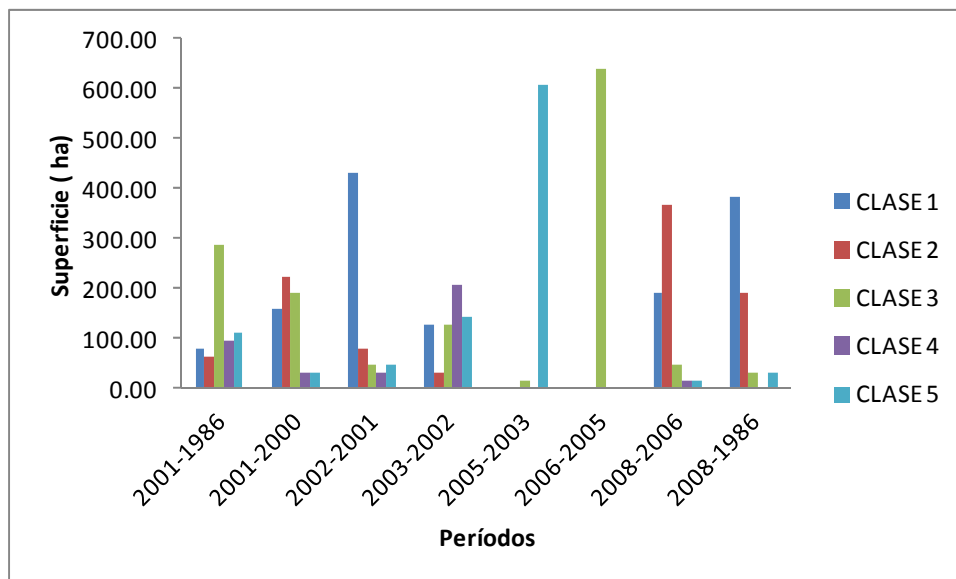


Figura 5.8. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área altamente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metatobas de El Chino y El Caño.

Estos cambios extremos son importantes, principalmente los asociados a la clase 1, por que pueden indicar cambios de uso de la tierra que modifican el paisaje, alterando incluso la topografía (Glade, 2003, Abreu, 2005), propiedades de suelo tales como las tasas de infiltración potencial y la conductividad hidráulica (Pla, 1997), y la estabilidad de las pendientes por la disminución de la fuerza de las raíces (Imaizumi *et al.*, 2008), promoviendo la ocurrencia de los deslizamientos.

En las áreas calificadas como altamente susceptibles localizadas en la formación Metalavas de El Carmen (Figura 5.10) se encontró que existe un incremento en la clase 1 denominada disminución significativa del NDVI. Las áreas en recuperación son prácticamente nulas y muestran una tendencia a la disminución, excepto para el periodo 2002-2001 y 2005-2003. El balance general en esta área muestra que el 61% de la superficie ha sido afectada (Clase 1 y 2). En las áreas calificadas como ligeramente susceptibles (Figura 5.11), el balance general muestra un incremento en la clase 3 denominada como sin cambio aparente en NDVI y solo el 50% del área ha sido afectada (Clase 1 y 2).

En general, a pesar de que los valores de cobertura han venido disminuyendo tanto en las áreas ligeramente susceptibles como en las altamente susceptibles, los mayores cambios relacionados con la disminución del NDVI (Clase 1 y 2) se produjeron en la formación Metatobas de El Chino y El Caño. Estos cambios de cobertura parecen indicar que estas áreas podrían ser más propensas a la ocurrencia de deslizamientos, lo cual coincide con lo reportado por Pineda, *et al.*, 2011a.

Al comparar entre las áreas altamente o ligeramente susceptibles en ambas formaciones, se encontró que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño no existen diferencias, mientras que en la formación Metalavas de El Carmen el área calificada como ligeramente susceptible presentó un 17% de la superficie en recuperación.

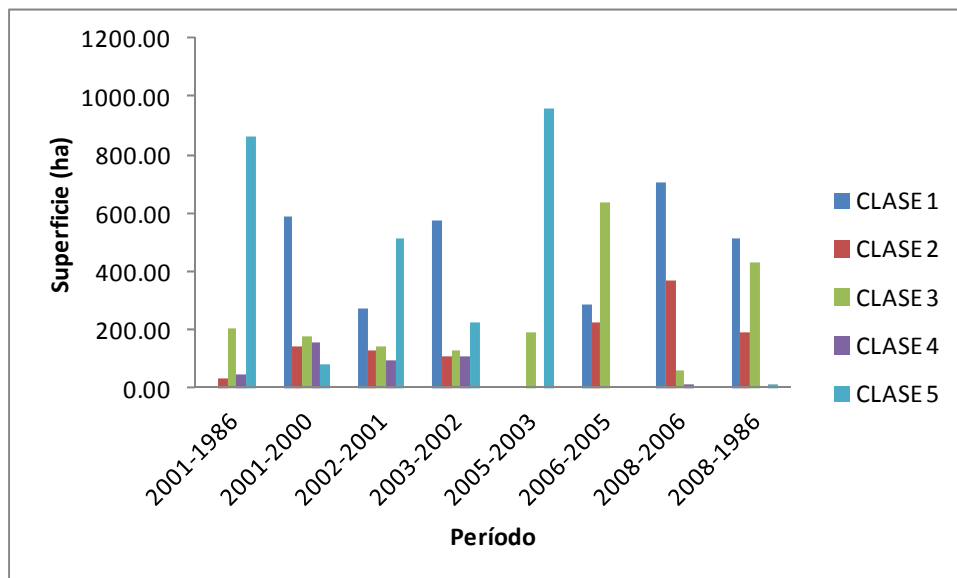


Figura 5.9. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área altamente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metalavas de El Carmen.



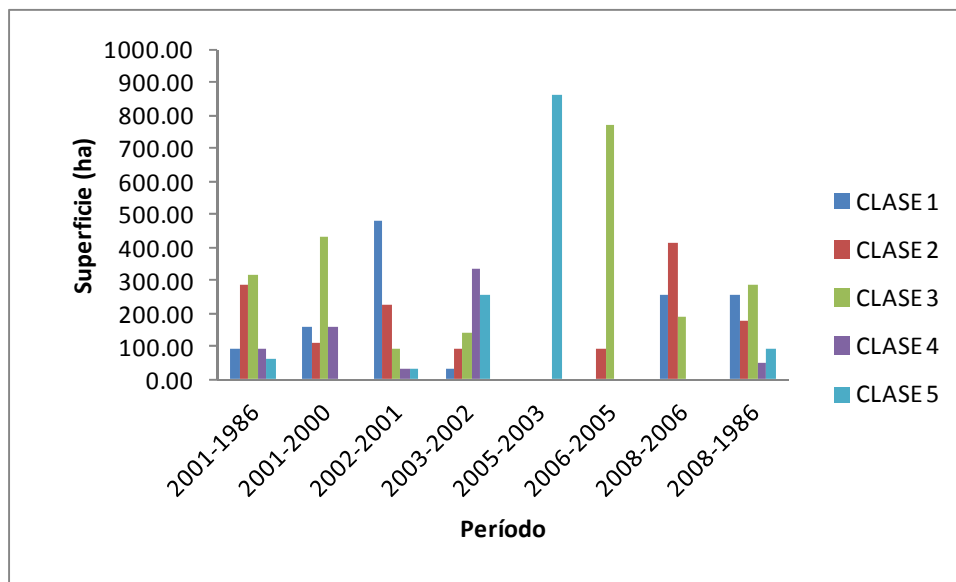


Figura 5.10. Clases de cambios de cobertura vegetal establecidas en función de las diferencias encontradas en NDVI en un área ligeramente susceptible a los deslizamientos, localizada sobre la formación Metalavas de El Carmen.

#### 5.4.4. Relaciones entre los valores de NDVI y los puntos de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento.

Las Figuras 5.12 y 5.13 muestran que existe una clara diferencia entre los valores de NDVI en las áreas afectadas o no por cicatrices de deslizamientos. Los valores muestran que los puntos localizados sobre áreas con cicatrices de deslizamientos presentan valores de NDVI de 0,0 a 0,3, asociados a las coberturas vegetales de herbazales arbustivos, generalmente relacionados con las áreas destinadas a la ganadería extensiva y bosques de galería que fragmentan el área y se asocian a la red hidrográfica. En cambio, los puntos sin cicatrices presentan valores de NDVI más altos.

Los resultados de la prueba de medias (Cuadro 5.10) mostraron que existen diferencias significativas entre los valores de NDVI de las áreas con cicatrices y sin cicatrices en ambas fechas. Por lo que se puede considerar que existen condiciones favorables provistas por la presencia de cobertura, que reducen la ocurrencia de deslizamientos (Zinck, 1990; Mehrotra *et al.*, 1996; Zhou *et al.*, 2002; Can *et al.*, 2005).

Al comparar entre las áreas sin cicatrices de fechas distintas se encontró que no existen diferencias significativas, por lo cual estas áreas presentan iguales valores de NDVI. Al comparar entre los valores de NDVI de las áreas con cicatrices de deslizamiento se encontraron diferencias significativas, por lo que estos últimos pudieron generarse en condiciones distintas a las ocurridas en 1992. De hecho, los valores de NDVI de las áreas con cicatrices de deslizamiento, en el año 2008 se asocian a coberturas de herbazal arbustivos, en condiciones peores a las encontradas en el año 1992, las cuales se asociaron a mayor intervención. Esto coincide con lo planteado por Dai y Lee, 2002 y Gorsevski *et al.*, 2006.

Se puede concluir que existe una clara relación entre los puntos de cicatrices de deslizamiento y la cobertura vegetal, evaluada a través de los valores de NDVI. Aunque es importante aclarar que en las áreas con mayor cobertura (mayores valores de NDVI) es mucho más difícil identificar las cicatrices de deslizamiento.

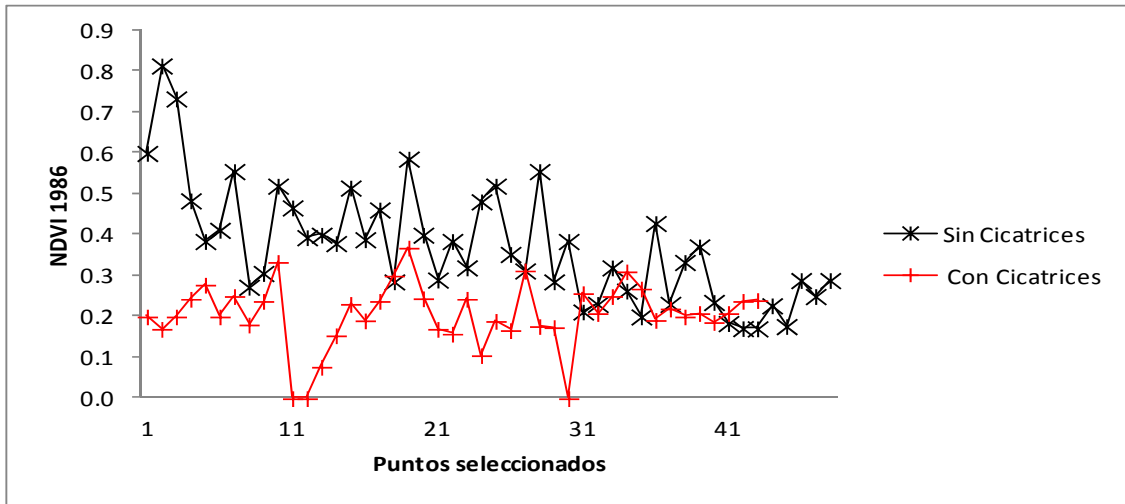


Figura 5.11. Valores de NDVI del año 1986 relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos, levantadas en el año 1992.

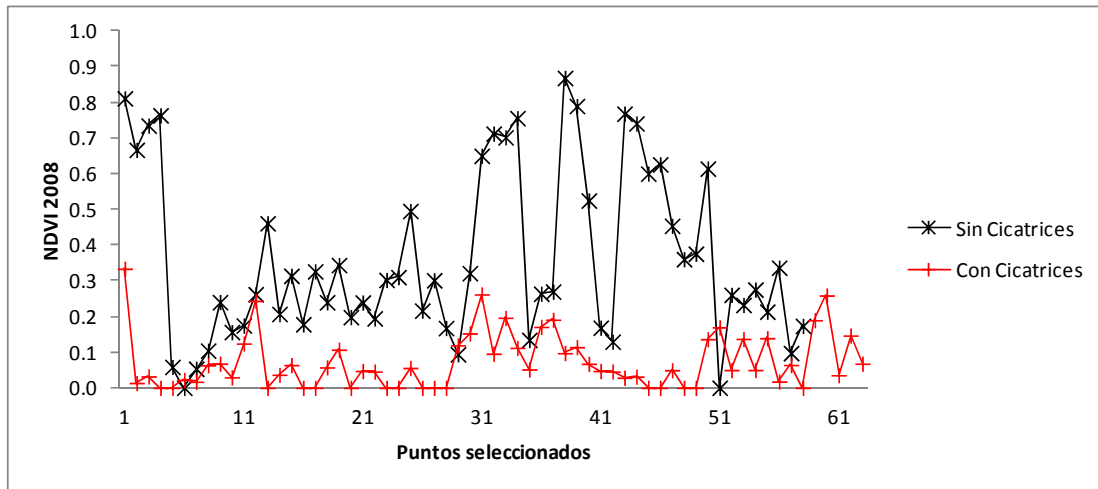


Figura 5.12. Valores de NDVI del año 2008, relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos, levantadas en el año 2008.

Cuadro 5.10. Prueba estadística realizada a los valores de NDVI de los años 1992 y 2008, relacionados con puntos con o sin cicatrices de deslizamientos.

NDVI 2008	Media	NDVI 1992	
		Sin cicatrices	Con cicatrices
Media		0,37	0,20
Sin cicatrices	0,36	0,75	0
Con cicatrices	0,07	0	0

Prueba de T ( $\alpha$  0,05)

## 5.5. CONSIDERACIONES FINALES

La clasificación de los valores de NDVI coincide con los principales tipos de cobertura vegetal presentes en el área de estudio, lo cual permitió inferir que este índice es apropiado para evaluar la magnitud de los cambios en los tipos de cobertura vegetal. Se detectaron cambios de cobertura vegetal en distintos periodos y se constató una tendencia a la disminución de la cobertura vegetal (áreas moderadamente y altamente afectadas por la pérdida de cobertura vegetal) en toda el área.

La mayor disminución de la cobertura vegetal se detectó en las áreas correspondientes a la formación Metatobas de El Chino y El Caño independientemente de su grado de susceptibilidad a los deslizamientos. Esto puede contribuir a aumentar la propensión de estas a la ocurrencia de deslizamientos. Por el contrario, en las áreas ligeramente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen se observó una tendencia a la recuperación de la vegetación en un 17% de la superficie.

Al comparar los valores de NDVI correspondientes a puntos de cicatrices de deslizamientos y puntos sin cicatrices de deslizamiento, se encontró que estos son significativamente diferentes y muestran claramente una disminución de los valores de NDVI en los sectores con deslizamientos. En estos sectores predominan valores de NDVI asociados a herbazales arbustivos (relacionados con las áreas con ganadería extensiva) y bosques de galería o ribereños (asociados a la red hidrográfica).

## **6. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE LA CUENCA DEL RÍO CARAMACATE Y SU RELACIÓN CON LA OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS**

### **6.1. RESUMEN**

En el capítulo anterior se evaluó la relación entre los cambios de cobertura vegetal y la ocurrencia de deslizamientos, con la finalidad de evaluar a la cobertura vegetal como uno de los factores involucrados en la ocurrencia de deslizamientos. En este capítulo se evalúa la relación existente entre algunas variables geomorfométricas relacionadas con el factor relieve y la ocurrencia de deslizamientos en la cuenca del río Caramacate en dos fechas distintas (1992 y 2008). El análisis se realizó por dos vías. La primera vía consistió en la delimitación de subcuencas y la posterior determinación de la densidad de deslizamientos, con la finalidad de establecer correlaciones entre la densidad o el número de cicatrices localizadas a menos de 50m del canal principal o secundario y las variables geomorfométricas por subcuenca. La segunda vía consistió en determinar diferencias a través de pruebas de medias entre las variables geomorfométricas relacionadas con puntos de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento. Estadísticamente se encontró relación (0,3-0,5) entre la densidad de deslizamientos y la densidad hidrográfica, el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de un canal de drenaje principal o secundario, el índice de circularidad, la longitud de todos los canales, el número de canales, pero estos resultados no son concluyentes. Al relacionar el IDup con el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de un canal de drenaje principal o secundario se encontró correlación (0,5-0,75) entre el número de canales por subcuenca, el índice de fragmentación, gradiente de canales, el índice de circularidad, la longitud del canal principal y la densidad de drenaje. Los resultados sugieren que la susceptibilidad de la cuenca del río Caramacate está directamente relacionada con las variables geomorfométricas derivadas de la red de drenaje. Al relacionar la prueba de medias entre los puntos con cicatrices y sin cicatrices de deslizamiento se encontró que existen diferencias significativas en cuanto a: perfil de curvatura, plano de curvatura, área de captación, orientación, curvatura, altura relativa, índice de humedad, la dirección del flujo y el área de captación.

### **6.2. INTRODUCCIÓN**

Los geomorfólogos se han preocupado durante décadas por la descripción y clasificación de entidades geográficas (Coelho-Netto *et al.*, 2007), basados en la caracterización de la forma de la superficie terrestre, como resultado de procesos geomorfológicos y geológicos previos y las condiciones de equilibrio de los actuales procesos (Dehn *et al.*, 2001). En consecuencia, la forma de la superficie de la Tierra, es frecuentemente usada para interpretar la naturaleza de los procesos que contribuyen a su formación (Jamieson *et al.*, 2004). Adicionalmente, si se establece una relación entre la forma del relieve y los parámetros numéricos utilizados para describirla, así como con los procesos relacionados con su génesis y su evolución, estos parámetros constituyen la base fundamental de la geomorfometría (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005).

La geomorfometría con frecuencia se basa en la generación de variables topográficas a partir de modelos digitales de elevación (MDE), para crear los componentes básicos y los indicadores morfométricos de las formas del terreno (Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005). Las variables

geomorfométricas han fortalecido las investigaciones en el área de la geomorfología (Wilson y Gallant, 2000), debido a su capacidad de proporcionar parámetros cuantificables de las unidades de paisaje (Jamieson *et al.*, 2004). Esto ha promovido el desarrollo de algoritmos sofisticados para el cálculo de estas variables en forma automatizada (Adediran *et al.*, 2004; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Iwahashi y Pike, 2007). El uso de MDE en combinación con sistemas de información geográfica (SIG) ha contribuido a la eliminación de muchos obstáculos para la clasificación geométrica de unidades de relieve (Iwahashi y Pike, 2007) y ha potenciado las evaluaciones en geomorfología (Bolongaro-Crevenna, *et al.*, 2005).

En este capítulo se evalúan las relaciones existentes entre algunas variables geomorfométricas y la ocurrencia de deslizamientos en la cuenca del río Caramacate.

### **6.2.1. Antecedentes**

Los resultados de evaluaciones geomorfométricas del paisaje (e.g. Miliariesis 2001; Scheidegger 2002; Adediran *et al.*, 2004; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Iwahashi y Pike, 2007; Römer, 2007), muestran que las diferencias encontradas entre variables geomorfométricas, no solo sirven para delimitar, describir o comparar cuantitativamente las formaciones terrestres, sino que también proporcionan datos claves para describir las entidades geográficas y diferenciar distintos procesos geomorfológicos (meteorización, sedimentación, erosión, tectónica, entre otras) y sus condiciones de equilibrio o balance, relacionados con la formación de estas entidades (Miliariesis, 2001; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005). En áreas de montañas específicamente, las variables geomorfométricas expresan la dinámica del relieve terrestre, permitiendo la regionalización y una manera cuantitativa de comparar la evolución y la génesis o desarrollo de los paisajes (Miliariesis, 2001; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006). Entre los procesos frecuentes en las áreas de montañas; evaluados a través de variables geomorfométricas se encuentran algunos tipos de movimientos en masa, tales como avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos de tierra. Su estudio ha permitido determinar los agentes de predisposición y los valores críticos de los indicadores morfométricos de zonas susceptibles. Estos últimos, pueden ser utilizados para identificar zonas potenciales de activación en otros sitios con condiciones ambientales similares y evaluar los mecanismos de control, lo cual a su vez, puede contribuir con el desarrollo de estudios de inestabilidad de pendientes (e.g. Di Crescenzo y Santo, 2005; Guadagno *et al.*, 2005; Schmidt y Beyer, 2002; Hattanjia y Moriwakib, 2009). Estudios como los mencionados, demuestran que sobre esos procesos existe un control determinado por ciertos factores, los cuales pueden ser caracterizados por los parámetros que mide la morfometría.

Los estudios morfométricos generales, comienzan con la extracción de los componentes básicos del relieve a partir de un MDE. Los MDE representan el relieve como una superficie continua y aleatoria, independientemente de cualquier variación espacial o morfológica impuesta por la acción de los procesos geomorfológicos (Iwahashi y Pike, 2007). Los MDE pueden generarse a partir de cartas topográficas, fotogrametría o se pueden usar técnicas más avanzadas (escaneo laser) como LIDAR (Light Detection and Ranging), Estas técnicas ofrecen nuevas posibilidades de aplicaciones en investigación geomorfológica detallada (Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Jácome *et al.*, 2008) o a partir de imágenes fotogramétricas (Schiefer y Gilbert, 2007).

Las variables y clases geomorfométricas son usadas para caracterizar los accidentes geográficos y son datos básicos para la delimitación de las formas de la superficie terrestre y facilitan el modelado de distintos tipos de procesos. Las variables más comúnmente usadas incluyen: la elevación, el gradiente y la orientación (Adediran *et al.*, 2004; Di Crescenzo y Santo, 2005; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Iwahashi y Pike, 2007). Se puede lograr una descripción más completa de la forma del terreno, mediante el uso de derivadas espaciales de estos descriptores iniciales, u otros indicadores útiles tales como el plano y perfil de curvatura, con los cuales pueden ser delineados los límites de las subcuencas y la dirección del drenaje (Miliaresis, 2001; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006).

Otras variables geomorfométricas pueden ser derivadas fácilmente usando como apoyo los SIG (Jamieson *et al.*, 2004; Shtober-Zisu *et al.*, 2008). Estas incluyen el área y perímetro de la cuenca, hipsometría (área de cada intervalo de elevación), hipsometría integral (área acumulada bajo las curvas hipsométricas), longitud y ancho de la cuenca, pendiente o desnivel abarcado por los canales de drenaje, relación de elongación, número, orden y longitud de los canales de drenaje, densidad de drenaje, frecuencia de la red de drenaje (número de drenes de un orden particular en el área de la cuenca), número y longitud de los segmentos de ramificación del drenaje, relación de bifurcación y perfiles de drenaje (perfiles de drenaje del sistema de drenaje total transversal a la cuenca), índice de sinuosidad, relación de elongación y otras características del drenaje tales como cantidad, longitud, ancho, gradiente hipsométrico e índice de eficiencia de drenaje,. No obstante, son pocos los estudios que han examinado los aspectos geomorfológicos de deslizamientos naturales en relación con la desarrollo de la red de drenaje (Ng, 2006).

Es así como la evaluación de parámetros morfométricos a partir de MDE obtenidos de sensores remotos se convierte en una herramienta útil para explorar, comparar e interpretar las formas de las unidades de paisajes en áreas inaccesibles (Miliaresis, 2001; Jamieson *et al.*, 2004). En cada caso, las variables geomorfométricas a utilizar dependerán de su capacidad para describir la forma de la superficie y de su sensibilidad a los procesos de formación (Jamieson *et al.*, 2004). Debido a ello, dependiendo de los procesos geomorfológicos considerados, las formas terrestres pueden ser modeladas de maneras muy diferentes (Dehn *et al.*, 2001). Como ventaja adicional, el uso de variables geomorfométricas reduce el sesgo de cada intérprete o analista de la información básica (fotografías aéreas o mapas topográficos) (Iwahashi y Pike, 2007).

Sin embargo, a pesar de las bondades del uso de variables geomorfométricas, hay que tomar en cuenta que son generadas a partir de un MDE, razón por la cual la resolución, precisión y exactitud del MDE afecta la calidad de la evaluación. Van Asselen y Seijmonsbergen (2006) establecen que la resolución de los MDE tradicionales (píxeles de 25-90 m, o incluso más gruesos) parece ser adecuada solo para extraer información geométrica, debido a que no muestran información suficiente para evaluar de manera detallada los procesos superficiales, la distribución de materiales o la génesis del terreno. En cambio, los MDE más detallados reflejan las variaciones espaciales de las microregiones fisiográficas, su estructura geológica y su morfología, así como los materiales y procesos de ladera (Iwahashi y Pike, 2007). Por lo tanto, los resultados dependen en gran medida de la resolución o escala del MDE (Jamieson *et al.*,

2004; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005). En consecuencia, la calidad y la exactitud del mapa final, es una función de la escala de trabajo y la calidad de la base de datos (Coelho-Netto *et al.*, 2007). En algunos casos los resultados pueden ser mejorados con la adición de nuevos parámetros morfométricos para aumentar la divisibilidad de las áreas de formación (Ardiansyah Prima *et al.*, 2006).

No obstante, para extraer conclusiones sobre la evolución del relieve, es necesario clasificar las características geomorfológicas de cada zona tomando en cuenta además de las características del relieve parámetros geológicos, geotectónicos, edafológicos y de cobertura y uso de la tierra, así como climáticos e hidrológicos (Elizalde, 1983; Elizalde y Jaimes, 1989; Adediran *et al.*, 2004; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Coelho-Netto *et al.*, 2007).

Para la evaluación de los movimientos en masa se han usado algunos parámetros morfométricos relacionados directamente con las áreas susceptibles, como la longitud total de la pendiente donde se encuentra la cicatriz (Schmidt y Beyer, 2002), el ángulo de la pendiente de la corona o cresta y de la zona de deslizamiento, la altura de la corona, y la extensión de la avalancha. A esto se unen otros parámetros tales como el ángulo apical de la zona de la corona y del cuerpo de deslizamiento, la energía de la pendiente y de la zona potencial de activación (Di Crescenzo y Santo, 2005). También se pueden incluir la pendiente inicial del deslizamiento y la relación de movilidad H/L, es decir, el equivalente de coeficiente de fricción (Hattanjia y Moriwaki, 2009). Igualmente se sugiere incluir parámetros como la orientación, ya que se ha demostrado la influencia de la orientación de las laderas sobre la ocurrencia de movimientos en masa (Schmidt y Beyer, 2002). Sin embargo, algunos autores sugieren incluir además datos geológicos y de vegetación (Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006), ya que los factores desencadenantes se combinan con factores de capacidad (López, 2004) y propician el desencadenamiento de movimientos en masa. Por ejemplo, Schmidt y Beyer (2002) encontraron una mayor susceptibilidad a movimientos en masa en laderas que presentaron exposición Norte a Oeste, las cuales se veían favorecidas por la disponibilidad de humedad, exponiendo que las características externas relacionadas con las precipitaciones, son factores desencadenantes en la iniciación de deslizamientos.

En la cuenca del río Caramacate, se desarrolló un modelo pedogeomorfológico que permitió identificar factores, características y cualidades, y relacionar éstos con procesos, subprocesos, así como, con las condiciones hidrodinámicas relacionados con algunos tipos de movimientos en masa (Ospina y Elizalde (2004b). Posteriormente, Guillén (2006), Pineda (2008) y Pineda *et al.* (2011a), realizaron un diagnóstico de cicatrices de movimiento en masa y establecieron las relaciones entre éstos y elementos geomorfológicos propios de unidades de paisajes, tales como: pendiente general del terreno, altura absoluta y forma de la ladera. Pineda (2008) y Pineda *et al.* (2011a) realizaron la evaluación de la susceptibilidad a los movimientos en masa, usando un conjunto de variables continuas del paisaje, el cual reveló que los principales factores condicionantes de los deslizamientos en el área son: el tipo de relieve, la distancia a la red de drenaje, y la ubicación en el paisaje entre otros.

## 6.3. PROCEDIMIENTO

### 6.3.1. Análisis morfométrico.

El análisis morfométrico se realizó en dos fases. Una primera fase contempló la subdivisión del área total de la cuenca del Caramacate en subcuencas, lo cual permitió determinar variables hidrogeomorfológicas relacionadas con la red de drenaje y variables morfométricas secundarias relacionadas con la delimitación y límites de subcuencas. Estas variables se determinaron con el propósito de evaluar el comportamiento hidrológico y morfodinámico de cada subcuenca, y posteriormente establecer su relación con las cicatrices de deslizamientos. Esta primera fase constituye un análisis de unidades discretas (subcuencas).

La segunda fase contempló la generación de variables morfométricas a partir del MDE, las cuales posteriormente se relacionaron con las cicatrices de deslizamientos. Esta segunda fase constituye un análisis continuo.

Finalmente se determinó el índice de densidad de deslizamientos, usando los mapas de cicatrices de deslizamientos de los años 1992 y 2008.

#### 6.3.1.1. Delimitación de Subcuencas.

Para la delimitación de subcuencas en la cuenca del río Caramacate, se usó la red de drenaje y el MDE de toda la cuenca (Figura 6.1). A partir del MDE se generó el mapa de sombras (sombreo analítico), lo cual facilitó la visualización de las características morfológicas del relieve (Adediran *et al.*, 2004).

Los criterios usados para la delimitación de las subcuencas, fueron los cambios en la densidad de drenaje (visual), estructura o patrón espacial de los canales afluentes al canal principal y las divisorias de aguas o líneas de crestas, que fuera claramente expresable en un mapa a escala 1: 100 000 y tuvieran un número apreciable de laderas en todas las direcciones. Posteriormente a cada subcuenca se le determinó el área ( $m^2$  y ha) y el perímetro (m).

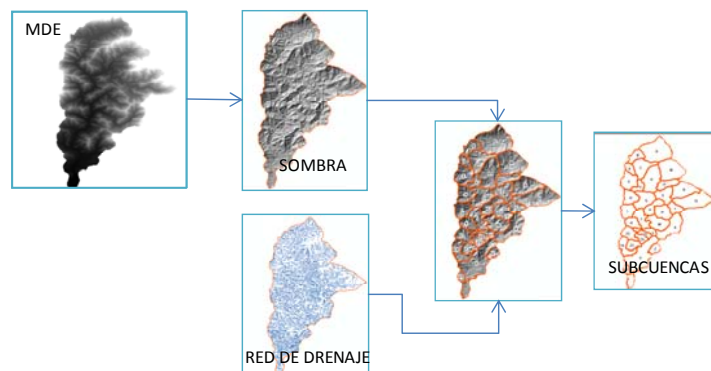


Figura 6.1. Metodología para la delimitación de subcuencas en la cuenca del río Caramacate.



### 6.3.1.2. Parametrización de variables geomorfológicas a partir de la red de drenaje y MDE.

A partir de la red de drenaje y el mapa de subcuencas se determinó, el número de canales y la longitud de los canales principales y secundarios por subcuenca, siguiendo los pasos indicados en la Figura 6.2. Posteriormente, una vez identificados cada canal según la subcuenca, estos se relacionaron con el MDE y el mapa de orientaciones de pendiente para determinar la altura máxima, mínima y media del canal principal y la orientación de mismo (Anexo 6.1, Tesauro).

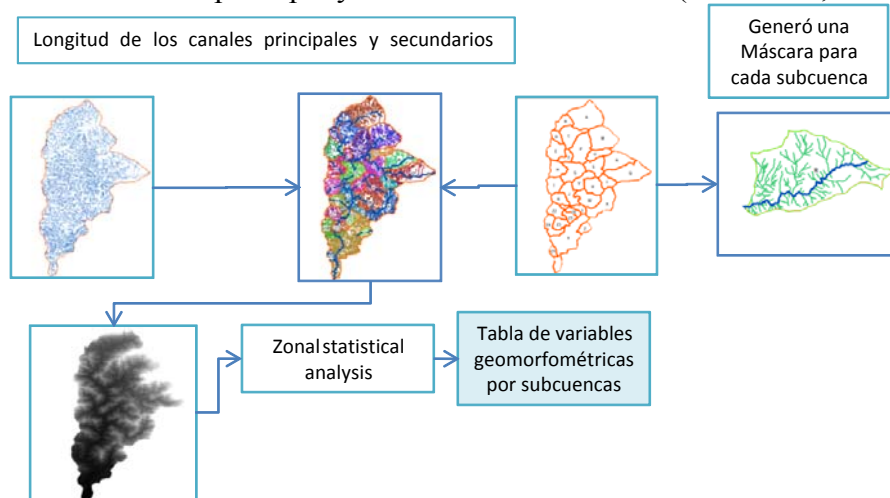


Figura 6.2. Metodología para la parametrización de variables geomorfológicas a partir de la red de drenaje y MDE

### 6.3.1.3. Determinaciones realizadas con los parámetros morfométricos secundarios o calculados.

A partir de las variables geomorfológicas determinadas en cada subcuenca, se calcularon los siguientes parámetros: relación de relieve, densidad hidrográfica, densidad de drenaje, gradiente del canal principal, índice de circularidad y el índice de circularidad relativa (Anexo 6.1, Tesauro).

#### **6.3.1.4. Parametrización de variables geomorfométricas a partir del MDE,**

Para describir las condiciones de relieve, se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) de toda la cuenca.

A partir del MDE se generaron las siguientes variables geomorfométricas (Adediran *et al.*, 2004; Di Crescenzo y Santo, 2005; Bolongaro-Crevenna *et al.*, 2005; Van Asselen y Seijmonsbergen, 2006; Ardiansyah Prima *et al.*, 2006; Iwahashi y Pike, 2007): altura, altura relativa, pendiente en grados y porcentajes; orientación de la pendiente; perfil de curvatura; plano de curvatura; forma del terreno curvagrid, área de captación, índice de humedad, el factor LS, el índice de convergencia, la dirección del flujo y la concentración del flujo (Anexo 6.1, Tesauro).

Para ello, fue necesario transformar el formato del MDE a formato ASC. Estas variables fueron estimados usando como apoyo el Software Systems for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v2.0.4. Posteriormente los mapas resultantes en formato ASCII, fueron transformados a formato Grid de ArcGIS v 9.2.

#### **6.3.1.5. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas.**

En este caso el inventario de cicatrices de deslizamiento (Parise, 2001), correspondió a cicatrices y masa fallada observables a toda la cuenca del río Caramacate, con lo cual se generaron dos escenarios que corresponden a cada una de las fechas evaluadas (1992 y 2008).

Los mapas de las variables geomorfométricas resultantes, fueron relacionados con el mapa de subcuencas y el mapa de cicatrices de deslizamiento y no deslizamiento, a través de una operación de estadística (statistical analysis table del software Arc/GIS v 9.2), como se muestra en la Figura 6.3. A cada subcuenca se le asignaron valores de mínimos, máximos, media y desviación estándar correspondientes a cada variable morfométrica. Al mapa de cicatrices de deslizamiento o no deslizamientos, se le asignaron valores puntuales, relacionados con cada variable morfométrica, con la finalidad de comparar entre ambos escenarios y construir histogramas de frecuencia. Estos valores fueron usados posteriormente para estimar otros parámetros morfométricos relacionados con los deslizamientos.

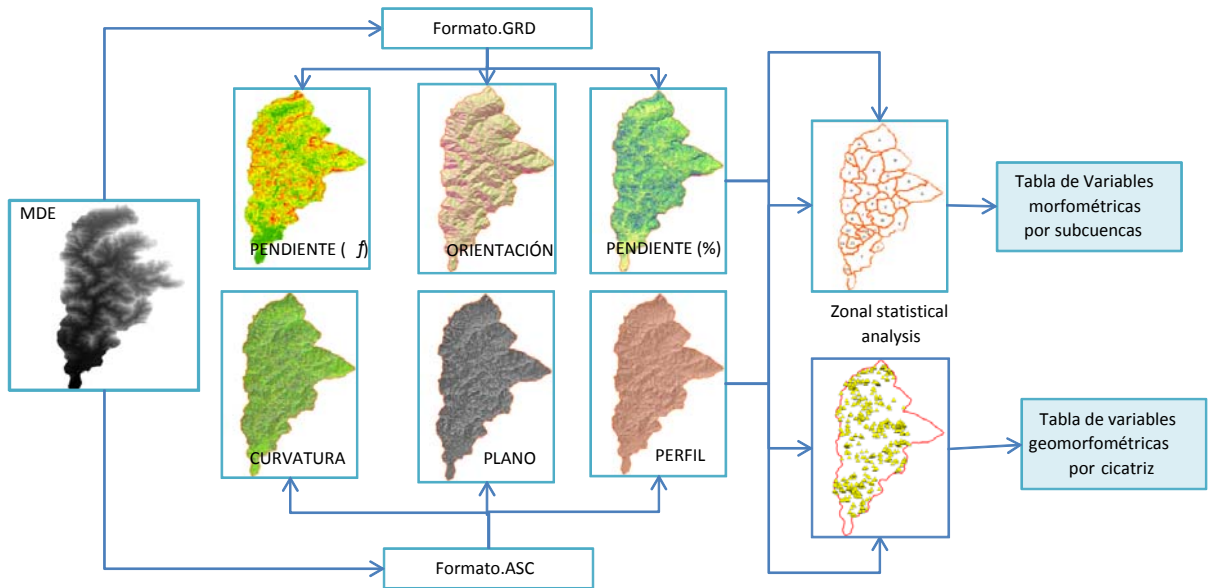


Figura 6.3. Metodología para la parametrización de variables geomorfométricas a partir del MDE y la generación de variables geomorfométricas por subcuencas.

### 6.3.1.6. Determinación del índice de densidad de deslizamientos.

Una vez localizados los puntos de deslizamientos para cada fecha como se indicó en el párrafo anterior, se determinó la susceptibilidad de cada subcuenca a través del índice de densidad de cicatrices de deslizamientos, IDup (Pineda *et al.*, 2011a), que relaciona el número de cicatrices con la superficie, mediante la ecuación 13:

$$IDup = (Nd/NT) / (Sup/Sat) \dots \dots \dots (13)$$

Donde:

Nd = Número de cicatrices en la subcuenca

NT = Número de cicatrices en la cuenca

Sat = Área de la cuenca (m<sup>2</sup>)

Sup = Área de la subcuenca (m<sup>2</sup>)

El índice de densidad de deslizamientos, se asoció a la susceptibilidad, bajo la hipótesis de que aquellas subcuencas que presentan mayor densidad de deslizamientos son más susceptibles, para lo cual se establecieron clases de susceptibilidad en función de los valores obtenidos por Pineda *et al.*, (2011a) que son específicos para el área de estudio (Cuadro 6.1).

Cuadro 6.1. Clases de susceptibilidad determinadas en función del índice de densidad de deslizamientos.

Susceptibilidad a deslizamientos	ID <sub>UP</sub>	CODIGO CLASE
No susceptible	< 0,65	NS
Ligeramente susceptible	0,65-1	LS
Moderadamente susceptible	1- 1,75	MS
Altamente susceptible	1,75 – 2,5	AS
Muy altamente susceptibles	> 2,5	MAS

Fuente: Pineda (2008) y Pineda *et al.*, 2011a.

Adicionalmente, se relacionaron las cicatrices de deslizamiento con la red de drenaje por subcuencas, con la finalidad de identificar aquellas cicatrices localizadas en menos de 50m de algún canal de drenaje principal o secundario y se determinó su porcentaje en función del número de cicatrices por subcuenca.

#### 6.3.1.7. Análisis estadístico

Se realizaron pruebas de normalidad (Shapiro-Wiks, 1965 modificado) tanto a las variables geomorfométricas por subcuenca, como a las variables geomorfométricas por cicatrices de deslizamientos o no deslizamientos, para cada año.

Posteriormente, con la finalidad de establecer la existencia y magnitud de la asociación lineal entre el índice de densidad de deslizamientos (ID<sub>UP</sub>) y las variables geomorfométricas determinadas a nivel de subcuenca, y entre el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de un canal principal o secundario y las variables geomorfométricas determinadas a nivel de subcuenca, se realizó un análisis de correlación simple de Spearman (SPSS, 1995).

Se compararon los puntos con cicatrices y sin cicatrices de deslizamiento por medio de una prueba de medias para muestras independientes y se desarrollaron histogramas de distribución de frecuencia acumulada, para evaluar la tendencias de las variables geomorfométricas relacionados para cada fecha (SPSS, 1995).

### 6.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 6.4.1. Delimitación de Subcuencas y caracterización de variables geomorfométricas.

En total se delimitaron 41 subcuencas con una extensión comprendida entre 67 y 1440,6 ha, con un promedio de 351 ha. La ubicación de las mismas se presenta en la Figura 6.4.

En el Anexo 6.1 se muestran las variables determinadas en cada de subcuenca, incluyendo los valores medios, mínimos, máximos, la desviación estándar y el coeficiente de variación.

Las alturas varían desde 338 msnm, hasta 1416 msnm, con un promedio para toda la cuenca de 682 msnm. La pendiente media de todas las subcuencas es de 19,6°, con una desviación estándar

de 4,2°. La subcuenca de menor gradiente presentó 6° y la de mayor presentó 25,7°. La orientación media de las subcuencas es 184° (sur).

Las variables morfométricas relacionadas con la red de drenaje se incluyen en el Anexo 6.2. Se contabilizaron 5239 canales de drenaje, de los cuales, los principales tienen una longitud comprendida entre 941,8 y 7288,2 m (3589 m, en promedio). La suma de todos los canales principales alcanzó a 152 901,6m, lo que equivale al 11% de la longitud de la totalidad de canales (principales y secundarios), que sumaron 1 398 276,8 m. La mayor parte de los canales principales presentó orientación hacia el Sur-Sureste.

#### **6.4.2. Determinaciones realizadas con los parámetros morfométricos secundarios o calculados.**

A partir de estos parámetros se determinaron los índices por subcuenca (Anexo Tesouro) los cuales se describen a continuación.

El valor del índice relación de relieve, que relaciona los desniveles dentro de las subcuencas con la longitud del canal principal, varió desde 0,03 para la subcuenca con menor valor, hasta 0,5 para la subcuenca de mayor índice relación de relieve. La primera tiene 12 veces más desnivel a lo largo de su canal principal que la segunda; el promedio de todas las subcuencas es de 0,11.

La subcuenca con menor densidad de drenaje presentó un valor de 0,004 y el mayor valor fue de 0,013. El índice de densidad de drenaje establece la relación entre la longitud de los canales de drenaje de una subcuenca y su área, por lo que en la subcuenca con menor densidad de drenaje, cada metro de canal drena 200 m<sup>2</sup> y en la de mayor, 83 m<sup>2</sup>.

El gradiente de canales que relaciona la diferencias de alturas del canal principal entre la longitud del canal, indica la subcuenca con mayor diferencia de altura (0,19) y por lo tanto mayor riesgo de inundaciones repentinas y erosión a lo largo del canal principal.

La complejidad del perímetro de las subcuencas se determinó por medio de dos indicadores: el índice de circularidad, que se basa en la relación entre el área de la subcuenca y su perímetro, y el índice de circularidad relativa, que compara el perímetro de la subcuenca con la circunferencia de un círculo de superficie igual a la subcuenca o círculo-equivalente. El primero de los índices mostró una mayor variabilidad.

Adicionalmente se determinó el índice de fragmentación del drenaje, el cual muestra el porcentaje de canales secundarios respecto a la longitud total de canales. El índice de fragmentación presentó un valor medio de 85,5%, alcanzando un mínimo de 64% y un máximo de 95%, lo cual indica que en el primer caso que el 36 por ciento del drenaje está concentrado en el canal principal, mientras que en el segundo, el canal principal solo concentra el 5 por ciento.

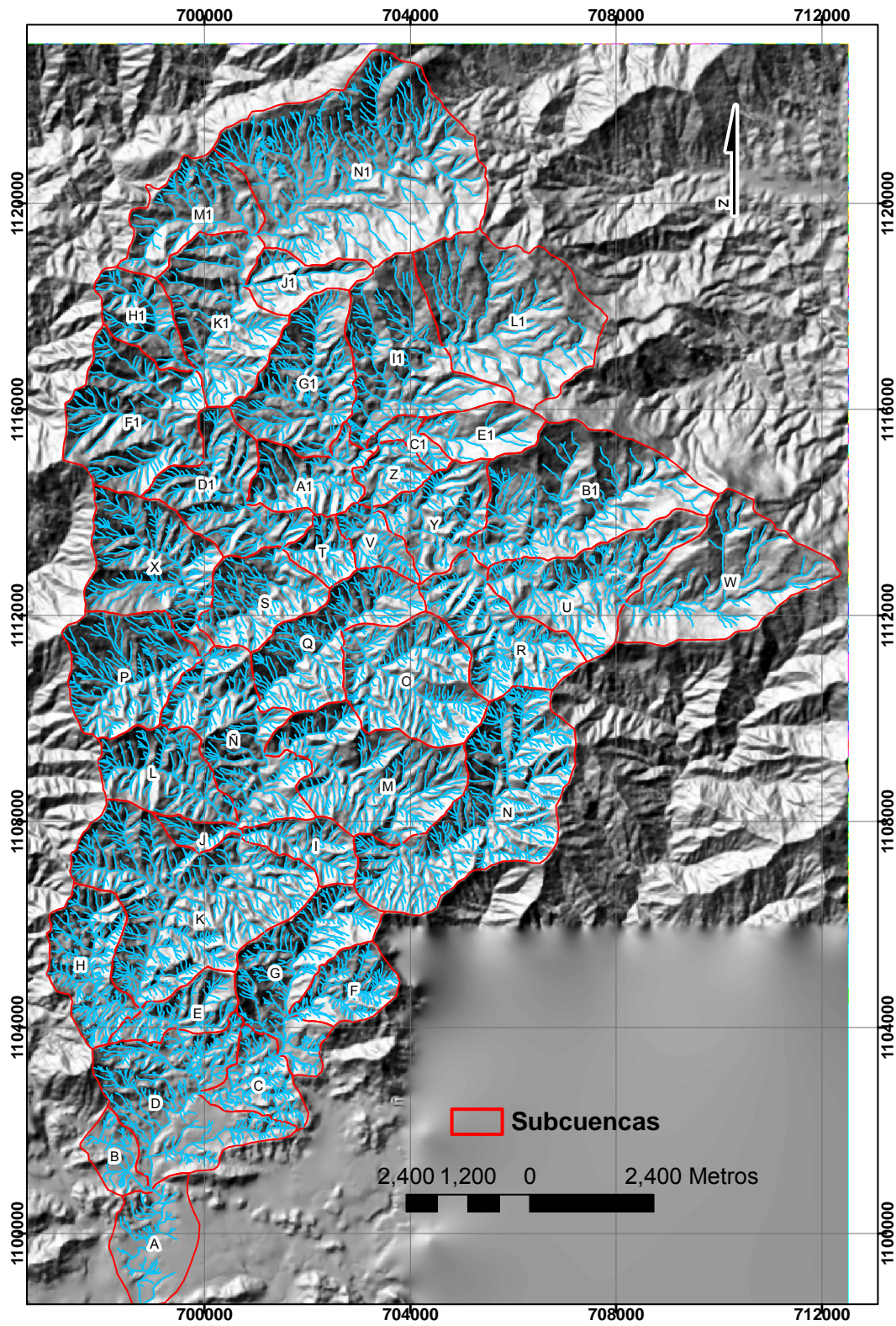


Figura 6.4. Delimitación de las subcuencas de la cuenca del río Caramacate.

Este análisis se incluyó debido a que los límites de las subcuencas inciden en la conducta hidráulica y en el comportamiento de los picos de crecidas, e influyen en la localización de sedimentos y la socavación lateral de canales principales y secundarios, impulsada por la acción de los torrentes, lo cual influye a su vez en la extensión y geometría de los abanicos, red de drenaje aguas abajo (Delgadillo *et al.*, 2009) e incremento de algunos tipos de deslizamientos.

### 6.4.3. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas

Para el año 1992, se identificaron 645 cicatrices de deslizamiento, con un promedio de 18 deslizamientos por subcuenca. Para el año 2008, se identificaron 800 cicatrices de deslizamientos, con un promedio de 20 deslizamientos por subcuenca. En ambos escenarios se presentó una alta variabilidad con relación al número de cicatrices. A partir de esta información se determinó la densidad de deslizamientos (Ecuación, 1).

### 6.4.4. Determinación del índice de densidad de deslizamientos.

La densidad de deslizamiento ( $ID_{UP}$ ) para el año 1992, varió entre 0,07 y 3,88, con un promedio de 0,86. Para el año 2008 varió entre 0,03 y 3,63 con un promedio de 0,95 (Anexo 6.3).

De acuerdo al índice de densidad de cicatrices de deslizamiento ( $ID_{UP}$ ), el 50 % de las subcuencas se clasifica como no susceptible o ligeramente susceptible y el complemento (50%), corresponde a las clases desde moderadamente a muy altamente susceptible, según las clases definidas en el Cuadro 6.1. La clase moderadamente susceptible presentó la mayor proporción (Figura 6.5). Sin embargo, es notorio el incremento de las clases ligeramente susceptibles, altamente susceptibles y muy altamente susceptibles al comparar ambas fechas.

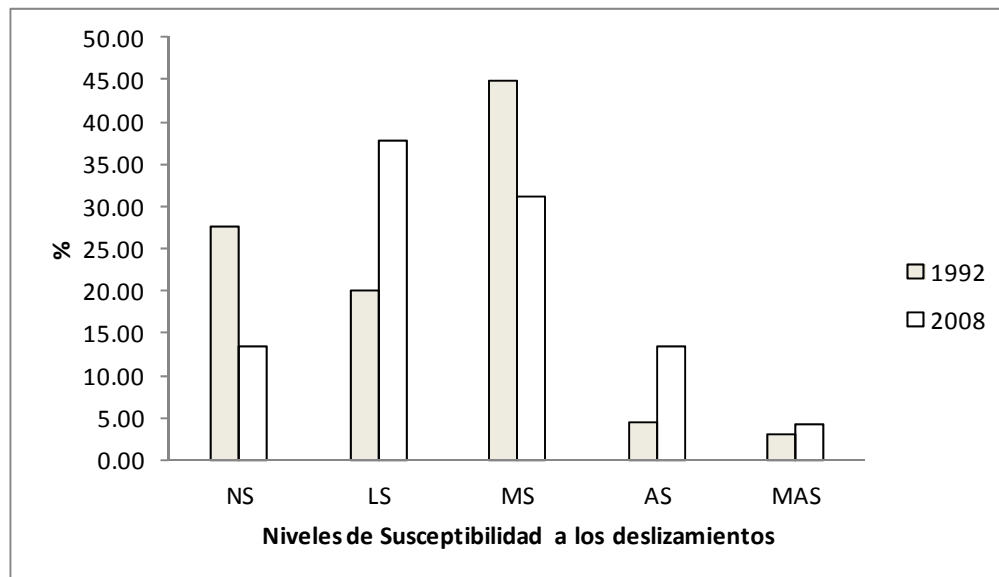


Figura 6.5. Porcentaje en superficie de la susceptibilidad a los deslizamientos determinada por el  $ID_{UP}$  en la cuenca del río Caramacate para el año 1992 y 2008.

Las clases corresponden a NS=No susceptible, LS=Ligeramente susceptible, MS=Moderadamente susceptible, AS=Altamente susceptible, MAS= Muy altamente susceptibles

A nivel descriptivo, para el año 2008 se observó un incremento de las superficies calificadas como moderadas, altas y muy altamente susceptibles, a partir de áreas que para el año 1992 correspondían a niveles de menor nivel de susceptibilidad tales como: no susceptibles, ligera y moderadamente susceptibles. (Cuadro 6.2), aunque las superficies calificadas como altamente susceptible y muy altamente susceptibles para el año 1992 se recuperaron o mejoraron para el año 2008. Del Cuadro 6.2 se deduce que aproximadamente 6 490 hectáreas permanecieron sin ningún cambio, mientras 6 725 hectáreas mejoraron, es decir pasaron a un nivel más bajo de susceptibilidad y 4 793 empeoraron su condición. Si se compara este resultado, con los resultados obtenidos en el capítulo anterior, se puede observar que existe la misma tendencia porcentual. Existen áreas que quizás por improductivas fueron abandonadas y entraron en la fase de recuperación (37%) y áreas que fueron incorporadas al uso de la ganadería extensiva de forma más reciente (27%).

Cuadro 6.2. Comparación entre los distintos niveles de susceptibilidad para los años 1992 y 2008.

2008\1992	NS	LS	MS	AS	MAS
NS	1741	913	1876	0	0
LS	2132	1651	2947	0	365
MS	427	474	2745	431	0
AS	487	592	0	353	194
MAS	180	0	501	0	0

Leyenda: Las casillas en color gris claro indican que no hubo cambio entre el año 1992 y el 2008, las casillas en color gris oscuro indican las áreas que en 1992 se clasificaron en un nivel bajo de susceptibilidad y pasaron a un nivel de susceptibilidad más alto. Y las casillas en color blanco las que se clasificaron para 1992 en un nivel alto y para el 2008 pasaron a un nivel más bajo.

#### 6.4.5. Análisis estadístico

Las pruebas de normalidad revelaron que las variables determinadas para cada subcuenca no presentaron distribución normal, por lo cual la relación entre el IDup y los parámetros morfométricos por subcuenca se realizó a través de la correlación lineal simple de Spearman.

##### 6.4.5.1. IDup vs variables geomorfométricas por subcuenca

Para el año 1992, se encontró la existencia de correlación lineal (\*) (Cuadro 6.3), entre el IDup y la densidad hidrográfica, y el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de un canal de drenaje principal o secundario, con un coeficiente de Spearman de 0,34 y 0,49 respectivamente. Para el resto de las variables los valores del coeficiente de Spearman fueron menores o iguales a 0,30. Para el año 2008, se encontró correlación (\*) entre el IDup y el índice de circularidad, la longitud de todos los canales, el número de canales (Cuadro 6.3). La relación más alta se encontró con el índice de circularidad.

Aunque estas variables están relacionadas con la susceptibilidad a los deslizamientos, los resultados no son concluyentes, debido a que la susceptibilidad a los deslizamientos no depende de una sola variable independiente, sino de la acción conjunta e integrada de varias. De hecho es



recomendable tener cuidado con su interpretación, ya que en los Anexos 6.1 y 6.2 se muestra que los coeficientes de variación de estas variables son moderados a altos.

#### **6.4.5.2. Número de cicatrices localizadas a menos de 50m de los canales primarios y secundarios vs variables geomorfométricas por subcuenca**

Al realizar la correlación entre el número de cicatrices localizadas a menos de 50m y las variables de cada subcuenca (Cuadro 6.4) se encontró para el año 1992 una correlación (\*) muy alta ( $> 0,75$ ) con el número de canales por subcuenca; alta ( $>0,5$  y  $< 0,75$ ) con el índice de fragmentación y moderada ( $>0,30$  y  $< 0,50$ ) con el gradiente de canales, el índice de circularidad y la longitud del canal principal. Para el año 2008, se encontró una correlación muy alta ( $> 0,75$ ) con la longitud de todos los canales y el número de canales, alta ( $>0,5$  y  $< 0,75$ ) con el índice de circularidad y la longitud del canal principal y moderada ( $>0,30$  y  $< 0,50$ ) con la densidad de drenaje.

En la mayoría de las subcuencas, los puntos con cicatrices de deslizamientos están a menos de 50 m del eje del canal principal o secundario y en la mayoría de los casos, un mismo punto de drenaje se localiza cerca de más de un canal de drenaje, razón por la cual los valores superan el 100% (Anexo 6.3).

Estos resultados sugieren que en la cuenca del río Caramacate las variables relacionadas con la red de drenaje, están relacionadas con el desencadenamiento de deslizamientos, lo cual coincide con los resultados reportados por Ng, 2006, Pineda, 2008 y Pineda *et al.*, 2011a. Adicionalmente es sabido que algunos tipos de movimientos en masa son un proceso importante en la iniciación de las redes de drenaje (Dietrich *et al.*, 1986; Montgomery and Dietrich, 1989 citados por Ng, 2006) De hecho en campo se constató que la mayoría de las cicatrices de deslizamientos se presentaron distribuidas en las formas de terreno de laderas cercanas a la red de drenaje.

Cuadro 6.3. Correlación entre el IDup de los años 1992 y 2008 con las variables geomorfológicas por subcuenca.

	PEND	ORII	ALTMIN	ALTMAX	ALTME	RR	DH	DD	GC	IC	ICR	LCP	LTC	NC	ALMACP	ALMICP	OC	NCCPO	NCCPO	IF
IDup1992	(°)		(m)									(m)			(msnm)			1992	2008	
Correlación de Spearman	-0,24	-	-0,04	-0,20	-0,14	0,04	0,34*	0,28	-	-	0,25	-	0,06	0,18	-0,21	0,04	0,00	0,49*	0,30	0,20
		0,05							0,21	0,18		0,12								
N	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	33	34	35
IDup2008																				
Correlación de Spearman	0,01	-	-0,21	-0,24	-0,19	0,15	0,02	0,06	0,18	-	0,10	-	-	-	0,08	-0,02	-	-0,01	0,01	-
		0,16								,44*		0,27	0,38*	0,35*		0,27				0,30
N	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	41	34	40	41

Pendiente media (PEND, °), Orientación (ORI, °), Altura mínima (ALTMIN, m), Altura máxima (ALTMAX, m), Altura media (ALTME, m), relación de relieve (RR) densidad hidrográfica (DH), densidad de drenaje (DD), gradiente de canales (GC), índice de circularidad (IC), índice de circularidad relativa (ICR), NC=N° de Canales, LCP=Longitud Canal Principal, LTC=Longitud de todos los canales, ALMACP= Altura máxima del canal principal, ALMICP=Altura mínima canal principal, OC= Orientación del Canal Principal, Índice de fragmentación (IF), NCCPO 1992= Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 1992, NCCPO 2008= Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 2008 y IDup= Índice de densidad de cicatrices .

\*. La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

Cuadro 6.4. Correlación entre el número de cicatrices localizadas a menos de 50m de los canales primarios y secundarios para los años 1992 y 2008 con las variables geomorfométricas por subcuenca.

NCCPO 1992	PEND (°)	ORII	ALTMIN	ALTMAX (m)	ALTME	RR	DH	DD	GC	IC	ICR	LCP (m)	LTC (m)	NC	ALMACP (msnm)	ALMICP (msnm)	OC	IF
Coefficiente de correlación	-0,15	-0,10	-0,20	0,12	-0,06	-0,14	0,25	0,23	-0,30	0,43*	0,29	0,46*	0,67**	0,76*	-0,01	-0,15	0,03	0,50*
N	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34	34
NCCPO 2008																		
Coefficiente de correlación	0,07	-0,07	-0,16	0,20	0,00	-0,06	0,23	0,33*	-0,15	0,53*	0,21	0,54*	0,76*	0,75*	0,14	0,07	0,01	0,65**
N	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40

Pendiente media (PEND,°), Orientación (ORI, °), Altura mínima (ALTMIN, m), Altura máxima (ALTMAX, m), Altura media (ALTME, m), relación de relieve (RR) densidad hidrográfica (DH), densidad de drenaje (DD), gradiente de canales (GC), índice de circularidad (IC), índice de circularidad relativa (ICR), NC=N° de Canales, LCP=Longitud Canal Principal, LTC=Longitud de todos los canales, ALMACP= Altitud máxima del canal principal, ALMICP=Altitud mínima canal principal, OC= Orientación del Canal Principal, Índice de fragmentación (IF), NCCPO 1992= Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 1992, NCCPO 2008= Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 2008.

\*. La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral).

#### **6.4.6. Evaluación de las variables geomorfométricas relacionadas con puntos de cicatriz de deslizamiento o no, para cada año.**

El análisis realizado (Cuadro 6.5) para el año 1992, mostró, a través de prueba de Levene, que la homogeneidad de la varianza es significativa ( $\alpha=0,05$ ) para algunas variables y para otras no (\*).

Los valores de los puntos con cicatrices y sin cicatrices de deslizamiento, para las variables perfil de curvatura, plano de curvatura y área de captación, presentaron varianzas distintas. La prueba de medias ( $P < 0,05$ ) para estas variables, reveló que existen diferencias significativas entre los puntos con o sin cicatrices de deslizamiento. En el resto de las variables con igualdad de la varianza, solo se encontraron diferencias significativas, para las variables orientación, curvatura y altura relativa. Por lo tanto las variables: perfil de curvatura, plano de curvatura, área de captación, orientación, curvatura y altura relativa podrían ser usadas para establecer diferencias y discriminar entre una u otra área y con ello establecer cuáles son las variables relacionadas con la ocurrencia de deslizamiento.

Para ilustrar estas diferencias encontradas en el año 1992, se incluyeron los histogramas de los cicatrices con deslizamiento y sin deslizamiento de las variables significativas, y de la pendiente (Figura 6.6 a 6.11). Los distintos histogramas muestran la tendencia a encontrar mayor cantidad de deslizamientos en áreas de forma plana en el sentido longitudinal y convexas en el sentido transversal (Figura 6.6 y 6.7), principalmente de orientación SO (Figura 6.8) y de altura relativa de más o menos 600 a 650 metros (Figura 6.10). Los valores máximos se encuentran en 20 o 30 por ciento de pendiente, presentando un comportamiento bimodal (Figura 6.11). El comportamiento de la orientación manifestó el efecto de las condiciones locales sobre el desencadenamiento de los deslizamientos, y la relación de éstos con otras variables tales como la precipitación y evapotranspiración, relacionadas con el efecto del factor clima y cobertura vegetal. Esta influencia se ha mostrado en otros trabajos (Schmidt y Beyer, 2002) y en la cuenca del Caramacate donde se encontró que las laderas orientadas al SO recibían mayor radiación total a lo largo del año, razón por la cual los suelos localizados en estas laderas muestran menor desarrollo estructural, por lo tanto presentan un mayor desecamiento, lo cual puede influir en la ocurrencia de deslizamientos (Machado *et al.*, 2011).

Para el año 2008 (Cuadro 6.6), el análisis reveló, que las variables pendiente y altura relativa presentaron varianza distintas, pero en este caso, la variable altura relativa mostró que existen diferencias significativas entre las medias. El resto de las variables presentó igualdad de la varianza, y de estas solo el índice de humedad, la dirección del flujo y el área de captación mostraron diferencias significativas, por lo cual estas variables deben ser incluidas en análisis posteriores. Tomando en cuenta estas diferencias se generaron los histogramas de frecuencia (Figura 6.12 a 6.15), los cuales muestran que la mayoría de las cicatrices ocurren a alturas entre 550 y 600 metros, con altos valores del índice topográfico de humedad, de dirección del flujo con orientación SE, SO o S, entre 18 y 24 por ciento de pendiente. Este cambio en comportamiento, puede estar relacionado con la incorporación de áreas naturales al sistema productivo. Por lo general, inicialmente se incorporan áreas con menores pendientes y posteriormente se van incorporando áreas cada vez más escarpadas y menos accesibles.

Cuadro 6.5. Prueba de medias para muestras independientes de puntos con y sin cicatrices de deslizamiento, para el año 1992.

	Prueba de Levene para la igualdad de varianzas		Prueba T para la igualdad de medias		
	F	Sig.	t	gl	Sig. (bilateral)
ALT	66.09	0	-3.27	377	0
PLA	5.32	0.02	2.10	377	0.03
PER1	0.22	0.64*	1.06	377	0.29
PEN1	0.36	0.55*	-1.92	377	0.06
ORI	65.79	0	0.29	377	0.77
LS	4.96	0.03	-5.76	377	0
IH	5.60	0.02	-2.64	377	0.01
IC	6.09	0.01	3.05	377	0
FWD	46.34	0	3.55	377	0
FWA	35.95	0	-4.35	377	0
CUR	2.71	0.10	1.91	377	0.06
AS <sup>1</sup>	0.07	0.79*	-0.42	377	0.67
ALTRE	6.14	0.01	0.50	377	0.62
NDVI2000	90.65	0	-8.97	377	0
NDVI1986	232.94	0	-11.68	377	0

<sup>1</sup> No se han asumido varianzas iguales, se realizó una “variante” de la t de de Student, aplicando para construir el estadístico de contraste una varianza promediada entre las varianzas de cada grupo.

Altura (ALT, m), Plano de curvatura (PLA), Perfil de curvatura (PERF), Pendiente (PEND,°), Orientación (ORI, °), Factor de longitud y gradiente de la pendiente de la USLE (LS), índice topográfico de humedad (IH), índice de convergencia (IC), dirección del flujo (FWD), Flujo acumulado (FWA), curvatura (CUR), área de captación(AS), altura relativa (ALTRE), índice de vegetación de la diferencia normalizada (NDVI 2000 y NDVI1986).

Cuadro 6.6. Prueba de medias de muestras independientes de puntos con y sin cicatrices de deslizamiento, para el año 2008.

	Prueba de Levene para la igualdad de varianzas		Prueba T para la igualdad de medias		
	F	Sig.	t	gl	Sig. (bilateral)
ALT	84.34	0	-5.11	461	0
PLA	7.61	0.01	6.01	461	0
PER	18.62	0	3.12	461	0
PEN1	0.45	0.50*	-6.95	461	0
ORI	43.86	0	-3.87	461	0
LS	0.55	0.46	-9.59	461	0
IH	0.58	0.45	-0.40	461	0.68
IC	30.19	0	7.09	461	0
FWD	43.28	0	-1.22	461	0.22
FWA	11.69	0	-2.68	461	0
CUR	9.68	0	5.73	461	0
AS	6.72	0	1.30	461	0.19
ALTRE1	0.05	0.82*	0.64	461	0.52
NDVI2008	761.50	0	-15.79	461	0

<sup>1</sup> No se han asumido varianzas iguales, se realizó una “variante” de la t de de Student, aplicando para construir el estadístico de contraste una varianza promediada entre las varianzas de cada grupo.

Altura (ALT, m), Plano de curvatura (PLA), Perfil de curvatura (PERF), Pendiente (PEND,°), Orientación (ORI, °), Factor de longitud y gradiente de la pendiente de la USLE (LS), índice topográfico de humedad (IH), índice de convergencia (IC), dirección del flujo (FWD), Flujo acumulado (FWA), curvatura (CUR), área de captación(AS), altura relativa (ALTRE), índice de vegetación de la diferencia normalizada (NDVI 2000 y NDVI1986).

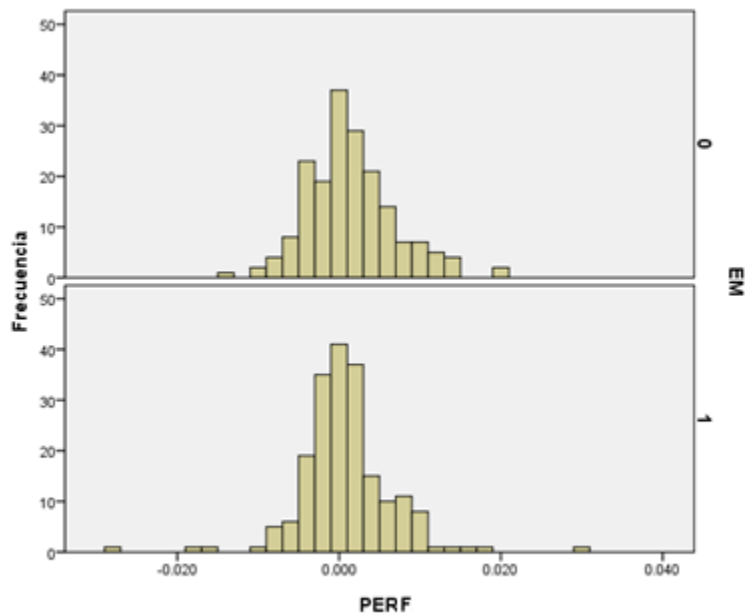


Figura 6.6. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable perfil de curvatura, para el año 1992.

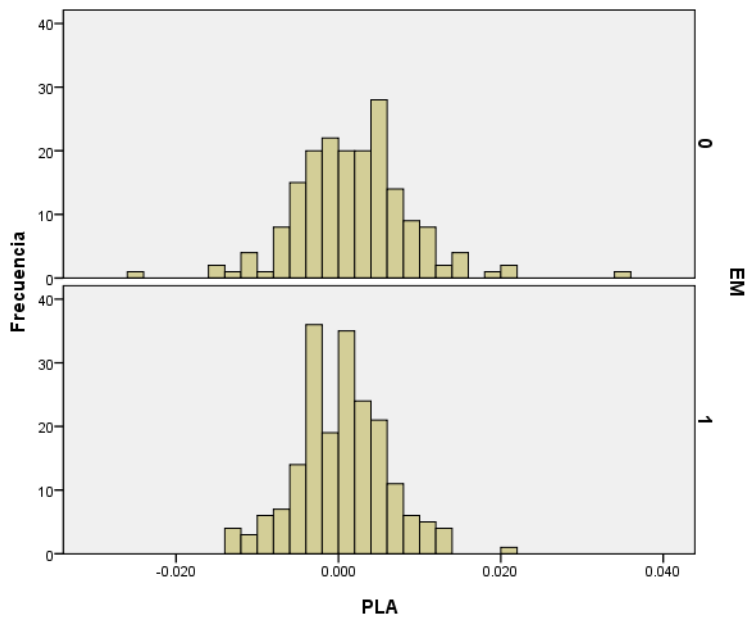


Figura 6.7. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable plano de curvatura, para el año 1992.

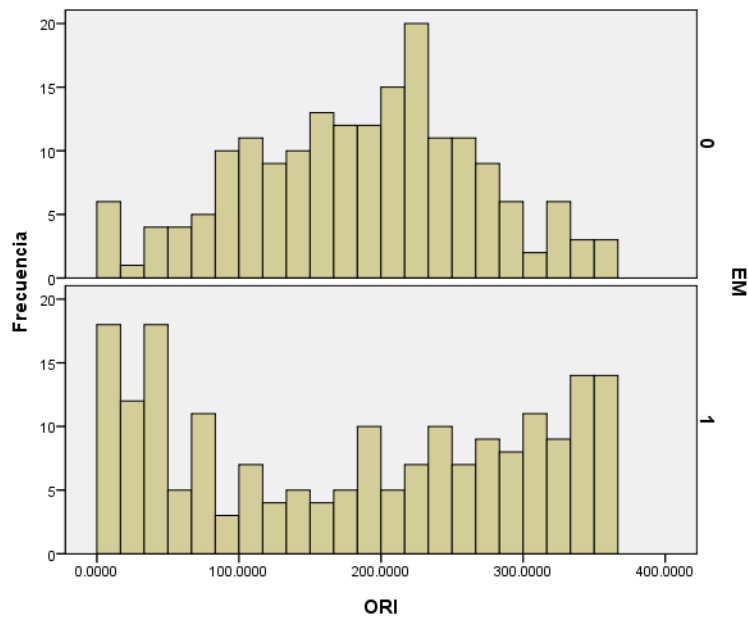


Figura 6.8. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable orientación, para el año 1992.

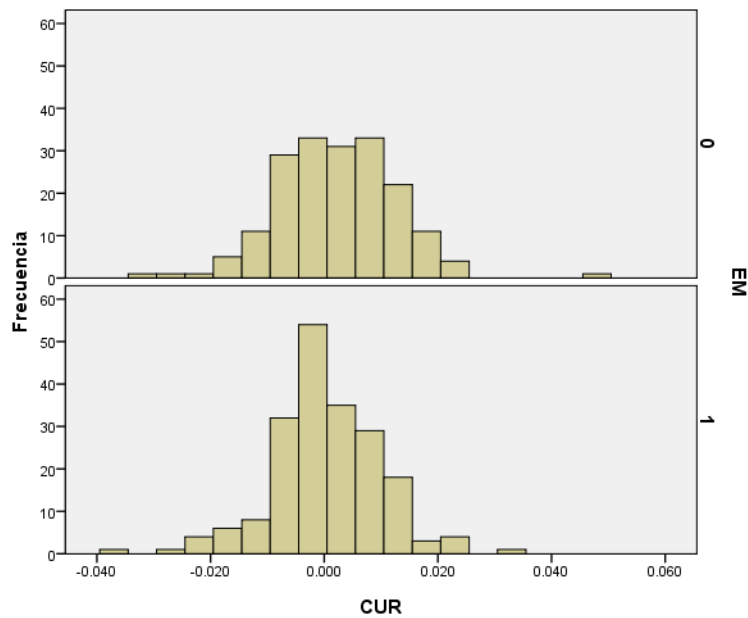


Figura 6.9. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable curvatura, para el año 1992.



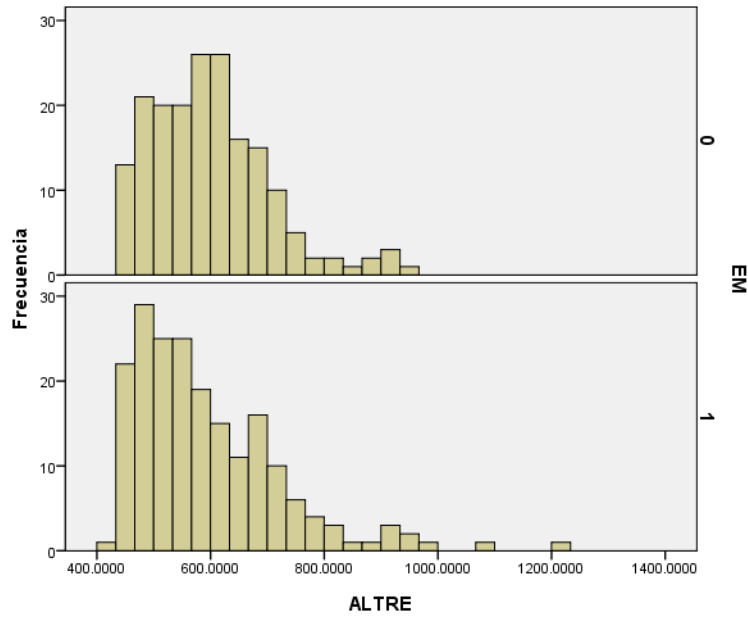


Figura 6.10. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable altura relativa, para el año 1992.

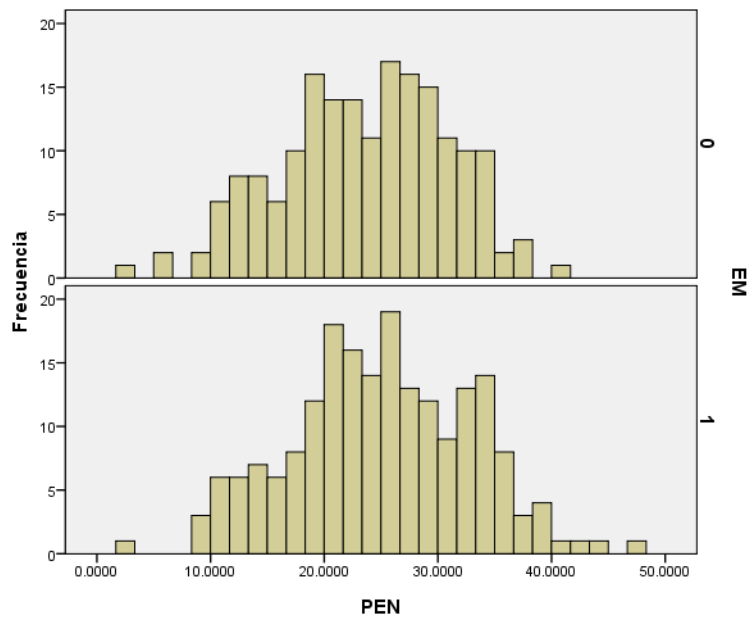


Figura 6.11. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable pendiente en porcentaje, para el año 1992.

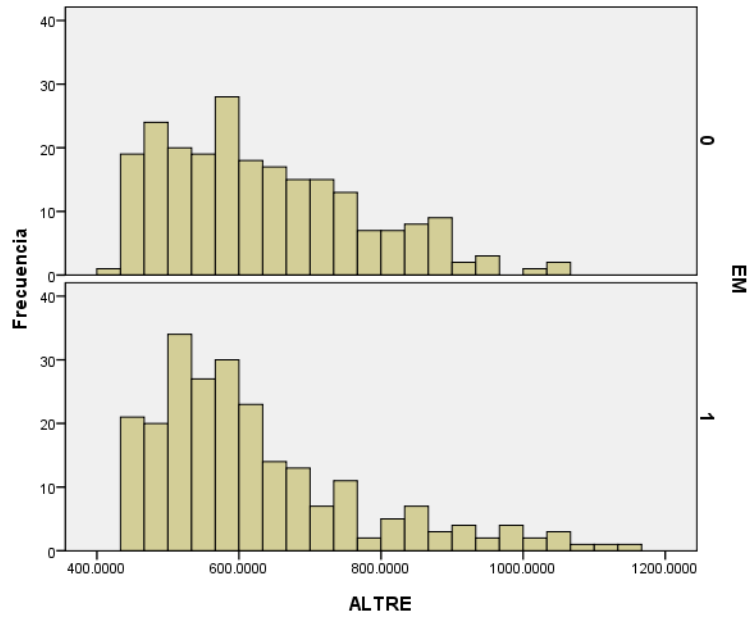


Figura 6.12. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable altura relativa, para el año 2008.

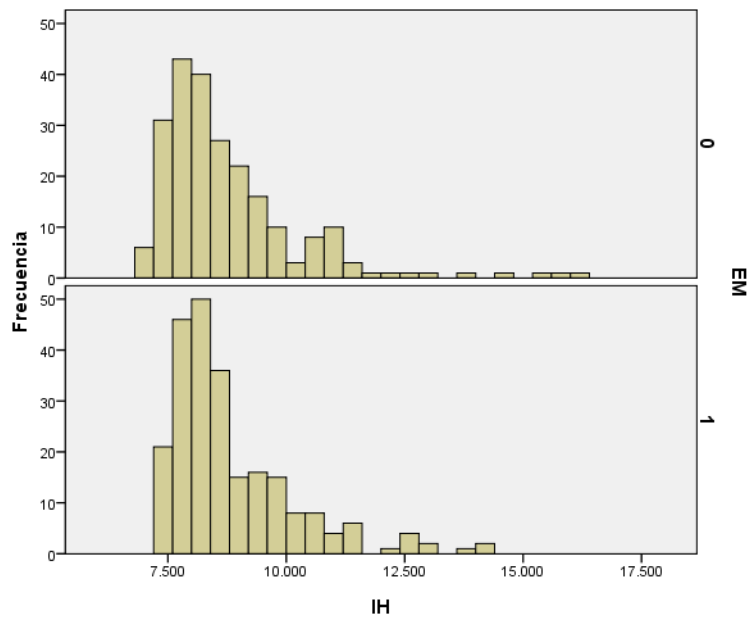


Figura 6.13. Histogramas de frecuencias relativas construidas a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable índice topográfico de humedad, para el año 2008.

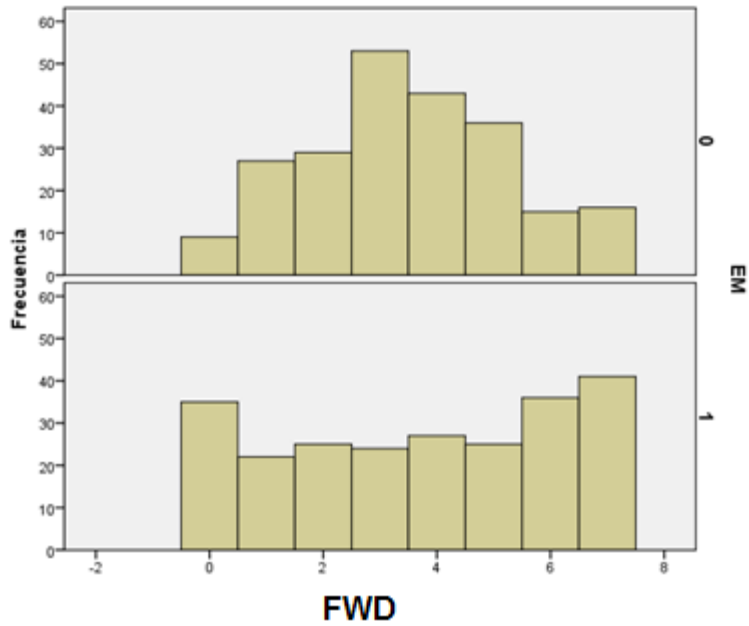


Figura 6.14. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable dirección del flujo, para el año 2008.

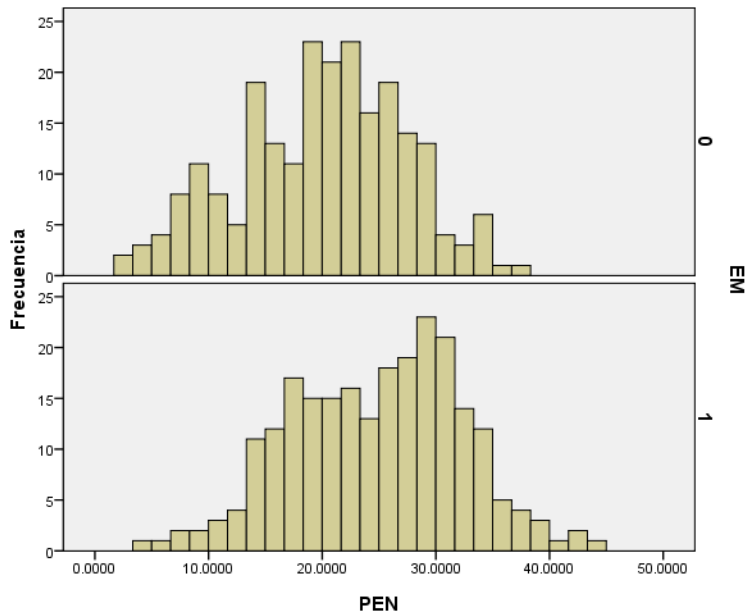


Figura 6.15. Histogramas de frecuencias relativas construido a partir de los valores puntuales de cada una de las cicatrices de deslizamientos (0) y no deslizamiento (1) de la variable pendiente en porcentaje, para el año 2008.

Estos resultados muestran que existe relación entre las cicatrices de deslizamientos y algunas variables geomorfométricas, por lo cual la distribución espacial de la ocurrencia de deslizamientos no es aleatoria. Adicionalmente se mostró que la relación e incluso la localización de los mismos, varió a través del tiempo.

## **6.5. CONSIDERACIONES FINALES**

Al comparar los niveles de susceptibilidad de distintas fechas se evidenció que las superficies calificadas como moderadas, altas y muy altamente susceptibles incrementaron, a partir de áreas que correspondían a niveles de menor nivel de susceptibilidad en la condición inicial (1992). Un 37 por ciento corresponden a áreas en recuperación y 27 por ciento corresponden a áreas que pasaron a un mayor nivel de afectación, lo cual coincidió con lo encontrado al evaluar la cobertura vegetal, presentando incluso la misma tendencia.

La correlación entre el IDup y las variables geomorfométricas produjo resultados distintos en las dos fechas de evaluación, lo cual muestra al relieve como un factor dinámico, que cambia con el tiempo, debido a la acción de los deslizamientos. Los valores bajos de los coeficientes de correlación obtenidos (0,33-0,48) confirman que la susceptibilidad debe estar relacionada a la acción conjunta de varias variables, más que a la acción individual de cada una de ellas.

Por el contrario, la correlación entre número de cicatrices localizadas a menos de 50m de los canales primarios y secundarios y las variables geomorfométricas relacionadas con la red de drenaje muestra coeficientes altos (0,5-0,75), lo cual revela la influencia de las cicatrices de deslizamiento sobre la red de drenaje y su acción como proceso formador. Esto sugiere que en la cuenca del río Caramacate los deslizamientos actúan modelando el paisaje, a través de la alteración de la red, la cual a su vez actúa, fragmentando el mismo.

## **7. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS**

### **7.1. RESUMEN**

En los capítulos anteriores se evaluaron en forma separada los factores cobertura vegetal y relieve de forma individual y se encontró que existe relación entre estos factores y las cicatrices de deslizamiento. En este capítulo se realiza una evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos, como una vía para estudiar la interacción entre los factores relacionados con la ocurrencia de deslizamientos y su distribución geográfica. La evaluación espacial de la susceptibilidad a los deslizamientos se basa en el establecimiento de relaciones entre factores activadores y condicionantes, con el apoyo de herramientas de SIG y regresión logística aplicadas en ocho escenarios conformados por las formaciones Metalavas de El Carmen y Metatobas de El Chino y El Caño y las fechas 1941, 1971, 1992 y 2008. Los modelos de regresión logística seleccionados mostraron que las variables más relacionadas con el desencadenamiento de los deslizamientos en el área de estudio son: la pendiente, orientación, longitud de la pendiente y gradiente, y el NDVI como factores activadores; y la dirección del flujo de agua, la altitud y el plano de curvatura como factores condicionantes. El papel de las variables NDVI e índice de convergencia, resultaron controversiales. En cuanto al NDVI se espera que a mayores valores existan mayores posibilidades de que ocurran deslizamientos. Los altos valores se asociaron a coberturas tales como los bosques de galerías, aledaños a las redes de drenajes, sector donde se localizan en mayor cuantía los deslizamientos. El IC en la formación Metalavas de El Carmen actuó como variable activadora, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño actuó como condicionante. En la primera de éstas las áreas más convexas y de flujo divergente presentan menos susceptibilidad, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño, estas áreas serían las más susceptibles, por lo cual se infiere que los mecanismos de activación en ambas formaciones podrían ser distintos. Las variables seleccionadas para cada modelo de regresión pueden ser relevantes para la zona estudiada; pero la aplicación del mismo procedimiento en otras áreas, e incluso en otras fechas, podría producir una ecuación de predicción compuesta por otras variables y otros coeficientes.

### **7.2. INTRODUCCIÓN**

Los deslizamientos son uno de los procesos geomorfológicos comunes en zonas de montañas. Estos constituyen uno de los tipos de movimientos en masa que involucran materiales de roca, regolito, detrito y suelo. Por lo general, se producen bajo ciertas condiciones de humedad y son asistidos por la gravedad. Los mismos pueden ser subdivididos, de acuerdo a la geometría del plano de deslizamientos, en rotacionales y traslacionales. Razón por la cual las variables relacionadas con factores tales como: el material parental, el relieve, el clima y la cobertura vegetal y actividades humanas, son cruciales al momento de evaluar la susceptibilidad a deslizamientos en un área específica.

El estudio de la susceptibilidad a movimientos en masa se ha realizado de forma individual y espacial. La evaluación individual contempla el estudio de cada tipo de movimiento es masa existente en un área específica. La evaluación espacial se realiza relacionando un mapa de

inventarios de movimientos en masa, con la distribución espacial de los factores relacionados (Guzzetti, 2003; Chacón *et al.*, 2006). Lo cual requiere el uso de herramientas estadísticas en combinación con sistemas de información geográfica (SIG) e imágenes de sensores remotos (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1999; Ostir *et al.*, 2003; Guzzetti *et al.*, 2005; Alexander, 2008; Budetta *et al.*, 2008).

La evaluación espacial implica el uso de una amplia gama de técnicas, que abarcan desde evaluaciones cualitativas (Amadesi *et al.*, 1977; Gupta y Sah, 2008; Budetta *et al.*, 2008; Magliulo *et al.*, 2009) basadas en juicios de expertos, que presentan una subjetividad intrínseca (Van Westen, 2000; Magliulo *et al.*, 2009), hasta evaluaciones cuantitativas sustentadas en técnicas estadísticas avanzadas o modelos matemáticos.

Las evaluaciones cuantitativas, se basan en el establecimiento de relaciones, usando como herramientas, técnicas estadísticas, que solo pueden ser aplicadas en investigaciones detalladas, siendo menos eficaces a escala regional (Carrara *et al.*, 1992; Zhou *et al.*, 2002; Gorsevski *et al.*, 2006; Abdallah *et al.*, 2007). Entre las herramientas estadísticas utilizadas se presenta el uso de estadística bivariada (Budetta *et al.*, 2008; Magliulo *et al.*, 2009), análisis multivariado, como regresión múltiple y análisis discriminante (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Guzzetti *et al.*, 2005; Greco, 2007; Carrara *et al.*, 2008; Frattini, 2008), regresión logística bivariada (Rowbotham y Dudycha, 1998; Dai y Lee, 2002; Can *et al.*, 2005; Akgün y Bulut, 2006; Carrara *et al.*, 2008), o múltiple (Ohlmacher y Davis, 2003, Yilmaz, 2009) y análisis de factores (Duman, 2005).

Otras técnicas más recientes incluyen redes neuronales artificiales, las cuales se han aplicado principalmente a deslizamientos superficiales, flujos de detritos y derrumbes poco profundos (Ermini, *et al.*, 2005; Chacón *et al.*, 2006), lógica difusa (Remondo *et al.*, 2003, Gorsevski *et al.*, 2003), análisis de incertidumbre, análisis de fiabilidad y análisis fractales (Chacón *et al.*, 2006), entre otras.

El uso de SIG, ha permitido no solo la generación de variables relacionadas con determinados factores activadores o condicionantes (Magliulo *et al.*, 2009), sino también el establecimiento de relaciones, usando el mapa de inventario de movimientos en masa y la distribución espacial de los factores activadores y condicionantes (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991, 1995; Van Westen, 1993; Huabin *et al.*, 2005). Posteriormente se implementan y desarrollan las evaluaciones de la susceptibilidad. Las relaciones en formato *raster* se establecen píxel a píxel, obteniendo como producto final un mapa de susceptibilidad con valores continuos.

Sin embargo, la distribución espacial de la susceptibilidad a los movimientos en masa es difícil de establecer, porque las relaciones entre los factores activadores y condicionantes son complejas, más que lineales, unívocas y constantes en el espacio y en el tiempo debido a la interdependencia de los factores que intervienen (Carrara, 1983; Carrara *et al.*, 1991; Dai y Lee, 2002; Zhou *et al.*, 2002; Ohlmacher y Davis, 2003; Duman, 2005; Guzzetti *et al.*, 2005; Can *et al.*, 2005 y Federici *et al.*, 2006).

Este capítulo tiene como objetivo determinar la distribución espacial de los factores activadores y condicionantes y sus relaciones, con la finalidad de establecer patrones de distribución espacial y la susceptibilidad a deslizamientos en el área de estudio.

### 7.3. PROCEDIMIENTO

#### 7.3.1. Adecuación de información cartográfica.

Esta parte de la investigación se realizó en el área piloto representativa de la cuenca. El Cuadro 7.1 muestra el material cartográfico utilizado para este análisis.

Las fotografías aéreas fueron escaneadas a tamaño real en escala de grises (8bit), usando 600 puntos por pulgada. Las mismas se conservaron en formato Tagged Image File Format (tiff). Se georeferenciaron en el software MiraMon®v.7.0b a través del subprograma CorrGeom. Para ello, se utilizaron un total de 52 puntos de control (coordenadas X, Y), los cuales fueron tomados de una imagen SPOT-2008 ortorectificada. Se usó el método de polinomios de primer grado y se estimó la raíz del error cuadrático medio (< 12,5m para la escala de 1: 25 000 según USGS, 1993). La corrección se realizó teniendo en cuenta el relieve terrestre, para lo cual se usó un modelo digital de elevación (MDE). El ajuste con el MDE se realizó mediante ecuaciones de colinealidad que permitieron corregir la rotación, curvatura y la órbita de la tierra. El modelo digital de elevación fue previamente densificado (3 x 3 m) con la finalidad de no afectar la resolución final de las fotografías aéreas.

Los ortofotomapas y la imagen SPOT no recibieron tratamiento previo, debido a que ambos fueron ortorectificados por el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar,

Cuadro 7.1.Productos utilizados para el inventario de deslizamientos.

Producto	Misión	Fecha	Escala	Numero de imágenes	Fuente
Fotografías	66172	1941	1: 25 000	4	
Fotografías	030198	1971	1: 25 000	4	Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar
Ortofotomapas	-	1992	1: 25 000	4	
Imagen Spot 2008	-	2008	1: 25 000	1	

#### 7.3.2. Identificación de cicatrices de deslizamientos a partir de imágenes de distintas fechas.

Se realizó un inventario de cicatrices de deslizamientos (Parise, 2001), observables en fotografías aéreas secuenciales (Cuadro 7.1), y se complemento con el inventario de cicatrices realizado en ortofotomapas e imágenes de satélite para el capítulo seis. Con esta información se generaron ocho escenarios, que corresponden a diferentes combinaciones de cada una de las fechas evaluadas, con las formaciones Metalavas de El Carmen o Metatobas de El Chino y El Caño consideradas en el estudio, tal como se describe en el Cuadro 7.2. El primer y segundo escenario corresponde a puntos de cicatrices de deslizamientos localizadas sobre la formación Metalavas de El Carmen para los años 1941 y 1971. El tercero, cuarto y quinto escenario, corresponden a

los puntos de cicatrices de deslizamientos localizadas sobre ambas formaciones o una u otra formación para el año 1992 y el sexto, séptimo y octavo escenario corresponden a los puntos de cicatrices de deslizamientos localizadas sobre ambas formaciones, o una u otra formación para el año 2008.

Para la comparación entre puntos de cicatrices de deslizamientos en cada fecha, se le asignó una actividad relativa a cada cicatriz de deslizamiento. Estos se calificaron como activos o inactivos usando las definiciones establecidas en Working Party on World Landslide Inventory (1993), la cual consistió en declarar como deslizamiento activo, aquellos deslizamientos que se identifican en imágenes subsiguientes, si estos se encuentran dentro de 50m alrededor de cada deslizamiento.

Con el procedimiento descrito en el capítulo cuatro (sección 4.3) se delimitaron puntos donde no se presentan cicatrices de deslizamientos para los años 1941 y 1971. Finalmente, se generó una tabla de datos con puntos de no cicatrices de deslizamientos, similar en cantidad, a la tabla de datos de cicatrices de deslizamientos.

### **7.3.3. Generación de los factores activadores o condicionantes de los deslizamientos**

La variable precipitación, no fue incluida en la evaluación, debido a que la función generada para estimar su valor en cada pixel no presentó un buen ajuste a los datos (capítulo ocho) y para evitar colinealidad, ya que esta función, se derivó del MDE del área piloto, a partir del cual, se generaron parámetros geomorfométricos que se usaron para realizar el presente análisis. En un trabajo realizado con anterioridad, ésta variable fue incluida como factor activador, debido a que ésta se determinó, a través de un kriging ordinario, generado a partir de un MDE que pertenecía a toda la cuenca alta del río Guárico (Pineda *et al.*, 2011a). En esa oportunidad la variable precipitación se consideró una variable activadora (símbolo positivo dentro de la ecuación de regresión logística).

Se utilizaron todas las variables geomorfométricas relacionadas con la caracterización del relieve y determinadas en el capítulo seis, independientemente de que los resultados de éste capítulo, mostraran diferencias significativas o no entre las áreas con o sin cicatrices, para algunas variables. Esto bajo el supuesto de que al realizar combinaciones entre estas variables, se podrían encontrar efectos sinérgicos entre ellas, aunque individualmente, estas no influyen en las diferencias entre ambas condiciones (presencia o ausencia de cicatrices). Particular importancia se le dio a las variables plano de curvatura, perfil de curvatura, LS, índice de convergencia y la dirección del flujo, debido a su influencia sobre la erosión (Anexo 6.1, Tesauro).

El plano de curvatura se consideró por su influencia en los procesos de erosión a través de la convergencia o divergencia del agua, durante el movimiento del agua pendiente abajo, por lo que las laderas convexas y cóncavas contienen más agua después de una tormenta y la retienen por más tiempo, en comparación con las áreas planas, lo cual influye en una mayor susceptibilidad a la erosión (Lee y Talib, 2005). El perfil de curvatura se incluyó debido a que éste influye en la velocidad del flujo de agua y por lo tanto, en la erosión y el movimiento pendiente abajo. El índice de convergencia aunque tiene una interpretación similar al plano y perfil de curvatura



permite distinguir áreas o colectores de agua de flujo convergente (-) y divergente (+) (Köthe *et al.*, 1996).

La variable relacionada con el factor LS fue incluida debido a que expresa la relación de la pérdida de suelo según el gradiente y la longitud. Adicionalmente, la misma ha sido recientemente mejorada por la incorporación de la influencia del perfil de curvatura (convexidad /concavidad) mediante la segmentación de las pendientes irregulares, con lo cual, contempla la influencia de la convergencia y divergencia del flujo en la determinación del potencial topográfico para la erosión laminar. Valores mayores a 1 en esta variable representan condiciones más erosivas que la condición de referencia, por lo cual los valores altos se asocian a áreas de pendientes fuertes o cercanas a la red de drenaje, que facilitan el transporte de los materiales separados y su acumulación en las partes bajas (Moore y Wilson, 1993).

La variable dirección del flujo se incluyó debido a que ésta considera la dirección que toma el flujo del agua en una superficie en función de la máxima pendiente. Aunque este presenta serias limitaciones, debido a que introduce un sesgo en las direcciones de la red de drenaje, debido a que el algoritmo usado para su determinación realiza una fuerte simplificación, y no toma en cuenta la dispersión existente en el flujo, con lo cual supone una concentración excesiva del flujo, afectando la estimación del flujo concentrado, induciendo una estimación siempre por exceso (Maestro Cano, 2005).

Para determinar la variable DISRED se generaron líneas de contorno cada 50 metros a partir de la línea de drenaje hasta la distancia de 250 metros, con la finalidad de determinar automáticamente la ubicación de las cicatrices de deslizamientos y de los sitios de no deslizamiento respecto a la red de drenaje (Dai y Lee, 2002). Según D'Amato Avanzi *et al.* (2004) y Shrestha y Zinck (1999), hay mayor frecuencia de deslizamientos en la cercanía a líneas de drenaje. Las unidades de paisaje se extrajeron de un mapa que corresponde a unidades categóricas de paisaje, en el cual, el nivel cinco corresponde a unidades litogeomorfológicas, el seis a tipos de paisaje y el siete a tipos de relieve (Pineda, 2008 y Pineda *et al.*, 2011a). Como cobertura y uso de la tierra se utilizó el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) como se explicó en el capítulo cinco.

#### **7.3.4. Relaciones, entre los factores activadores y condicionantes de los deslizamientos, y mapas de áreas de ocurrencia o no ocurrencia de deslizamientos.**

Los mapas de inventario de cicatrices de deslizamientos de cada fecha (Cuadro 7.2) se relacionaron con el conjunto de variables ambientales indicadas en el Anexo 6.1, Tesauro, por medio de un análisis de regresión logística.

La relación entre los valores de cada variable correspondiente a cada punto de cicatriz de deslizamiento o no deslizamiento, se realizó a través del comando Zonal Statistics de Arc/Map 9.2. Del total de puntos para cada fecha, se seleccionó el (10%) de forma aleatoria, para realizar la validación del modelo.

Cuadro 7.2. Puntos de cicatrices de deslizamientos y no cicatrices.

Producto, Misión, Fecha	Escenario	Formación	Puntos de cicatrices de deslizamientos	Puntos sin cicatrices de deslizamientos	Puntos para validación
Fotografías Misión 66172, 1941	1	Metalavas de El Carmen	16	10	-
Fotografías Misión 030198, 1971	2	Metalavas de El Carmen	91	90	18
Ortofotomapas, 1992	3	Metatobas de El Chino y El Caño	160	139	33
	4	5 Metalavas de El Carmen	50	53	12
Imagen Spot, 2008	6	Metatobas de El Chino y El Caño	159	177	32
	7	8 Metalavas de El Carmen	73	65	16

Para evaluar la interrelación entre los factores relacionados con la ocurrencia de deslizamientos y determinar la distribución de los mismos se realizó un análisis multivariado de regresión logística, por medio del programa SPSS v12 (SPSS Inc., Chicago, IL, USA). La regresión logística es usada para predecir la presencia o ausencia de una característica basada en un conjunto de variables predictoras. La variable dependiente es dicotómica, por ellos los puntos de cicatrices de deslizamientos se calificaron como cero (0) y los puntos de no cicatrices se calificaron como uno (1). Es importante recordar que la regresión logística no supone linealidad en la relación entre las variables independientes y las dependientes, no requiere variables distribuidas normalmente y tampoco supone la igualdad en variables que tienen variaciones estadísticas (Chau y Chan, 2005).

Para la generación de los modelos se usó el análisis de máxima verosimilitud (estadístico de Wald), Las ecuaciones de regresión generadas, denominadas “ $\hat{g}$ ”, se aplicaron a toda el área de estudio por medio del programa ArcMap 9,2, Posteriormente, se determinó la susceptibilidad (P) de ocurrencia de deslizamiento para cada pixel ( $\hat{g}$ ) en cada escenario, El valor de P se estimó usando la ecuación 14:

$$(P= 1/1+e^{-\hat{g}}) \dots\dots\dots (14)$$

Según Can *et al*, (2005), P debe ser interpretada como susceptibilidad a los deslizamientos y no como una probabilidad de ocurrencia de deslizamientos, debido a que no se tomó en cuenta al factor tiempo, Finalmente, el producto fue clasificado en función del grado de susceptibilidad a los deslizamientos, para ello se usaron cuatro clases de susceptibilidad propuestas por Tangestani (2003) para generar mapas cuantitativos de susceptibilidad a los deslizamientos.

### 7.3.5. Validación del modelo generado

La validación de las predicciones de las ecuaciones de regresión logística se realizó por medio de una matriz de confusión, construida para comparar los datos observados con los predichos, en puntos no incluidos en la generación del modelo (Cuadro 7.2).

Este es un procedimiento frecuentemente utilizado para demostrar la validez de modelos en términos de su poder predictivo (Meyer y Martínez-Casasnovas, 1999; Pearce y Ferrier, 2000; Frattini *et al.*, 2008). La matriz de confusión permitió determinar la exactitud y la precisión del modelo, así como el error de omisión o falsos negativos (el modelo falla en predecir sitios con erosión) y el error de comisión o falsos positivos (el modelo predice erosión en sitios donde no se han observado cicatrices), Esto se realizó en los ocho escenarios planteados.

## 7.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 7.4.1. Inventario de Cicatrices de deslizamientos.

La densidad de deslizamientos en el área de estudio, tomando en cuenta los ocho escenarios planteados, varió entre 0,8 y 4,4, cicatrices de deslizamientos por km<sup>2</sup>. En la formación Metatobas de El Chino y El Caño esta densidad varió entre 0,8 y 4,4 cicatrices de deslizamientos por km<sup>2</sup>; mientras que en la formación Metalavas de El Carmen varió entre 3,6 y 3,9.

Para el año 1971, la unidad Metalavas de El Carmen presentó la mayor concentración de deslizamientos.

Para los años 1992 y 2008, la formación Metatobas de El Chino y El Caño presentó mayor densidad de deslizamientos que la formación Metalavas de El Carmen, por esto consideró que la primera es más susceptible a los deslizamientos. Las características geológicas pueden ejercer una influencia importante sobre dicha susceptibilidad (Pineda *et al.*, 2011a); aunque existen otras variables del paisaje que también pueden contribuir. Según se observó en campo, la mayoría de las cicatrices de deslizamientos se presentaron distribuidas en las formas de terreno de laderas cercanas a la red de drenaje (Figura 7.1). Además, en el capítulo cinco se demostró que la reducción de la cobertura vegetal ha sido más importante en la formación Metatobas de El Chino y El Caño que en la formación Metalavas de El Carmen.

Sin embargo, los valores de densidad (Cuadro 7.3) muestran que la susceptibilidad de la formación Metalavas de El Carmen, está aumentando con el pasar de los años, principalmente por la ocurrencia de nuevos deslizamientos.

Cuadro 7.3. Densidad de deslizamientos evaluada en función del número de deslizamientos por kilómetros cuadrados en cada formación.

Fecha	Formación	Activos	Densidad/km <sup>2</sup>
1941	Metalavas de El Carmen	-	0,8
1971	Metalavas de El Carmen	3	4,4
	Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen		
1992	Metatobas de El Chino y El Caño	-	3,9
	Metalavas de El Carmen	23	2,5
	Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen		
2008	Metatobas de El Chino y El Caño	22	3,9
	Metalavas de El Carmen	8	3,6

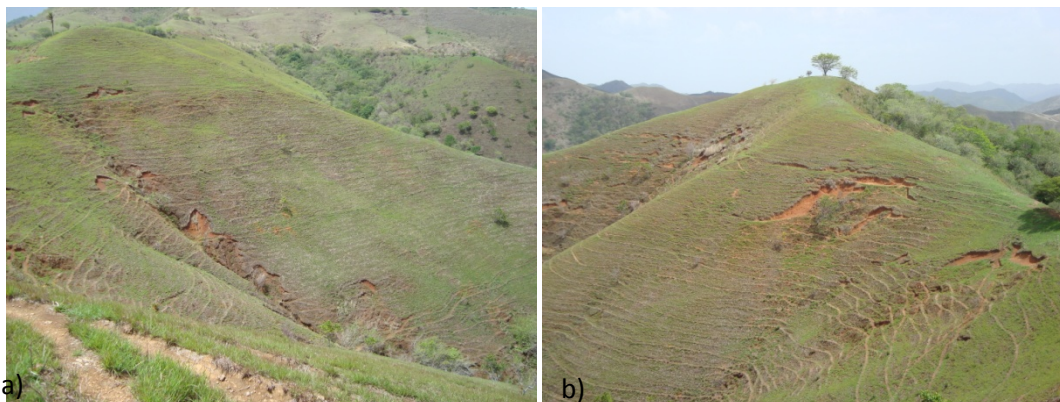


Figura 7.1. Imágenes tomadas en la formación Metatobas de El Chino y El Caño. En la imagen a) se observan cicatrices de deslizamientos cercanas a las red de drenaje, situación que se presentan en las laderas. En la imagen b) se observan cicatrices de deslizamientos localizadas cerca de la posición de cresta.

#### 7.4.2. Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos.

En el cuadro 7.4 se observa el poder de predicción de cada uno de los modelos de regresión logística generados para relacionar las variables ambientales con la presencia o no de cicatrices de deslizamiento. El poder de predicción de estos modelos varió entre 78 y 88 %, según las pruebas de ajustes realizadas internamente por el programa SPSS v11

Cuadro 7.4. Poder de predicción de cada uno de los modelos de regresión logística que relaciona las variables ambientales con las cicatrices de deslizamientos en cada escenario.

Escenario	Formación	Poder de predicción (%)
1941	Metalavas de El Carmen	85
1971	Metalavas de El Carmen	79
1992	Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen	78
	Metatobas de El Chino y El Caño	81
	Metalavas de El Carmen	80
2008	Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen	84
	Metatobas de El Chino y El Caño	85
	Metalavas de El Carmen	89

Los modelos generados en los distintos escenarios, incluyeron las variables continuas: altura, altura relativa, pendiente, orientación, índice de convergencia, longitud y gradiente de la pendiente, plano de curvatura, dirección del flujo y NDVI, las cuales actuaron como activadoras o como condicionantes dependiendo del escenario. Las variables categóricas aunque fueron incluidas en el análisis, no fueron seleccionadas para formar parte de ninguno de los modelos, salvo por la variable dirección del flujo. Más adelante se explican los componentes de cada uno de los modelos de regresión lógica generados en cada escenario.

### **7.4.2.1 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos de la formación Metalavas de El Carmen**

Se puede observar que cuando el coeficiente B es negativo, el valor de  $\exp(B)$  es menor que 1, con lo cual la variable incluida dentro del modelo es interpretada como un factor condicionante, porque incrementa la resistencia del sistema al deslizamiento. Por el contrario, cuando B es positivo los valores de  $\exp(B)$  son mayor que 1 y, en consecuencia, la variable se considera como un factor activador (Pineda *et al.*, 2011a).

La susceptibilidad de la formación Metalavas de El Carmen (Cuadro 7.4), fue evaluada para los años 1941, 1971, 1992 y 2008. Los años 1941 y 1971 no incluyeron todas las variables seleccionadas para los años 1992 y 2008 y éstas no se comportaron de igual manera, lo cual muestra la complejidad de evaluar la ocurrencia de deslizamientos aún en una misma localidad, y los cambios en las causas y mecanismos de activación.

Entre las variables del relieve evaluadas, la dirección del flujo juega un papel importante en el año 1941, actuando como variable condicionante de la ocurrencia de deslizamientos (Ecuación 15). El valor negativo del coeficiente indica que la susceptibilidad a los deslizamientos disminuye cuando los valores de la variable aumentan. Por ejemplo, si la dirección del flujo es oeste (6) o noroeste (7), la susceptibilidad a los deslizamientos es menor (Figura 7.2). Para esta fecha no se identificaron variables activadoras.

Para el año 1971, el poder de predicción fue menor. En este año la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos está relacionada con la altura, la pendiente, la orientación de las laderas y el índice de convergencia (Ecuación 16). Las variables pendiente y orientación (Ecuación 7) actuaron como variables activadoras (+) y las variables índice de convergencia y altura como variables condicionantes (-). Para esta fecha las condiciones de mayor pendiente y mayor grado de orientación influyen es un incremento de los niveles de susceptibilidad a los deslizamientos, mientras que las áreas más convexas, de flujo divergente, son menos susceptibles. La pendiente aunque en algunos casos no es determinante es considerada una variable importante al momento de evaluar la ocurrencia de deslizamientos (Ohlmacher y Davis, 2003; Coe *et al.*, 2004). La influencia de la pendiente y la orientación sobre la susceptibilidad se presenta nuevamente en el año 2008 como variable activadora. En este año, el modelo incluyó la variable plano de curvatura, en lugar del índice de convergencia como variable condicionante. Estas variables tienen similar comportamiento.

Por el contrario, para los años 1992 y 2008, la combinación longitud y gradiente de la pendiente y NDVI (Ecuación 17) y la combinación plano de curvatura, pendiente, orientación de la pendiente y NDVI (Ecuación 18) juegan un papel importante en la determinación de la susceptibilidad. Para el año 1992, ambas variables son consideradas activadoras (signo positivo en la ecuación) por lo que a mayores valores de estas variables se presenta una mayor susceptibilidad. No se encontraron variables condicionantes. Para el año 2008, la variable plano de curvatura tal como se mencionó antes se comportó como una variable de protección (signo negativo en la ecuación) y la pendiente, la orientación y el NDVI como variables activadoras.

Las ecuaciones generadas (15,16, 17 y 18) presentaron la siguiente forma:

$$\hat{\theta} \text{ FCA}^{1941} = 1, 22 - 0, 57(\text{DF}) \dots\dots\dots (15)$$

$$\hat{\theta} \text{ FCA}^{1971} = 3, 82 - 0,012(\text{ALT}) + 0, 14(\text{PEN}) + 0,008(\text{ORI}) - 0,035(\text{IC}) \dots\dots\dots (16)$$

$$\hat{\theta} \text{ FCA}^{1992} = -6,39 + 0,03(\text{LS}) + 17,64(\text{NDVI}) \dots\dots\dots (17)$$

$$\hat{\theta} \text{ FCA}^{2008} = -10,15 - 195,13(\text{PLAN}) + 0,20(\text{PEN}) + 0,01(\text{ORI}) + 24,40(\text{NDVI}) \dots\dots\dots (18)$$

Es importante resaltar que la configuración del mapa de dirección del flujo es similar al mapa de orientación de la pendiente (Figura 7.2).

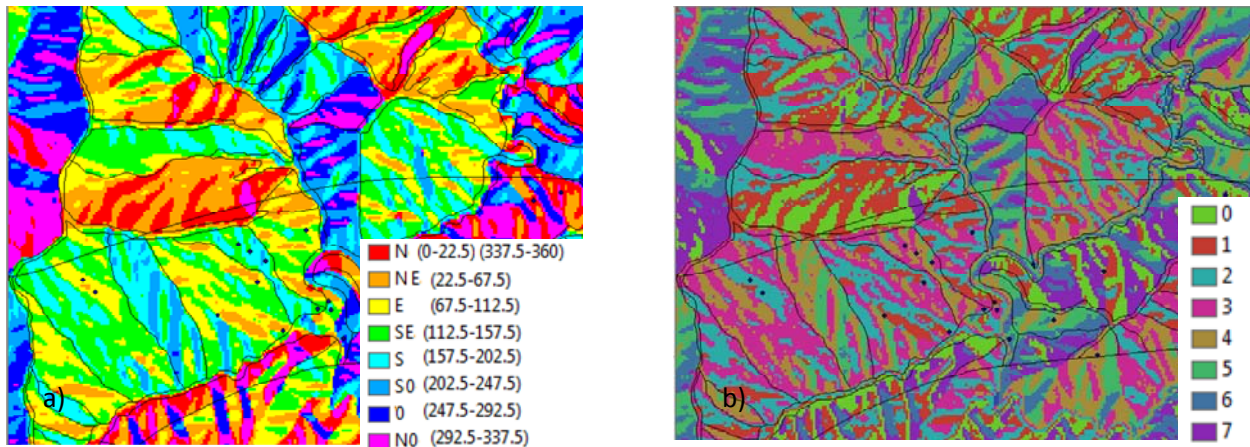


Figura 7.2. Comparación visual entre el mapa de orientación a) y la dirección del flujo b). Los valores de 0 a 7 indican la dirección del flujo.

La correspondencia entre las clases del mapa de orientación y las clase de mapa dirección del flujo son: N= 0; NE=1; E=2; SE=3; S=4; SO=5; O=6 y NO=7.

Los resultados revelan un papel controversial del NDVI como indicador de la cobertura vegetal sobre la ocurrencia de deslizamientos. Dai y Lee, 2002 y Zhou *et al.*, 2002 también obtuvieron resultados controversiales al relacionar la cobertura con deslizamientos. En este caso, el NDVI actuó como un factor de riesgo (activador), por lo cual, se espera que a mayores valores de NDVI, existan mayores posibilidades de que ocurran deslizamientos. Tomando en cuenta las consideraciones de Pla(1997), se puede inferir que las áreas con mayor cobertura, presentan suelos mejor estructurados, que favorecerían la infiltración y distribución del agua dentro del perfil de suelo; condiciones que pueden dar inicio a la ocurrencia de deslizamientos (Ayala, 2006; Ferrer, 2006; Pérez, 2008). Alternativamente, el carácter activador del NDVI (símbolo + en los modelos obtenidos) se puede asociar a la existencia de bosques de galería, aledaños a las redes de drenajes, donde se localizan en mayor cuantía los deslizamientos en el área de estudio.

Cuadro 7.5. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística de la Formación Metalavas de El Carmen.

Escenarios	Variable	B	ET	WALD	gl	p-Valor	Exp (B)	IC 95% para exponente B	
								Inferior	Superior
1941	FWD	-0,57	0,29	3,84	1	0,05	0,56	0,32	0,99
	Constantes	1,22	0,95	1,67	1	0,20	3,39		
1971	ALT	-0,012	0,002	28,54	1	0,00	0,99	0,98	0,99
	PEN	0,14	0,033	17,14	1	0,00	1,15	1,07	1,22
	ORI	0,008	0,002	10,35	1	0,00	1,00	1,00	1,01
	IC	-0,035	0,014	5,95	1	0,03	0,97	0,94	0,99
	Constante	3,82	1,43	7,17	1	0,00	45,44		
1992	LS	0,03	0,01	6,123	1	0,01	1,03	1,00	1,05
	NDVI	17,64	4,43	15,83	1	0,00	4,58E7	7715,87	2,72E11
	Constante	-6,39	1,43	19,95	1	0,00	0,00		
2008	PLAN	-195,13	64,37	9,19	1	0,00	0,00	0,00	0,00
	PEN	0,20	0,07	9,47	1	0,00	1,22	1,08	1,38
	ORI	0,01	0,01	6,53	1	0,01	1,01	1,00	1,02
	NDVI	24,40	5,53	19,51	1	0,00	3,96E10	784 192,97	1,99E15
	Constante	-10,15	2,48	16,82	1	0,00	0,00		

B: coeficiente estimado; ET error estándar; Wald: Estadístico de Wald que contrasta la hipótesis de si los coeficientes son iguales a cero; gl: grados de libertad-Valor: nivel de significancia; Exp (B) exponente de B; IC 95% para Exp (B): intervalo de confianza estimado para el coeficiente B para p=0,95

Altura (ALT, m), Plano de curvatura (PLA), Pendiente (PEND,°), Orientación (ORI, °), Factor de longitud y gradiente de la pendiente de la USLE (LS), índice de convergencia (IC), índice de vegetación de la diferencia normalizada (NDVI 1992 y NDVI2008).

#### 7.4.2.2 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos de la formación Metatobas de El Chino y El Caño.

La susceptibilidad de la formación Metatobas de El Chino y El Caño fue evaluada para los años 1992 y 2008. Para el año 1992, la longitud y gradiente de la pendiente, la dirección del flujo, y el índice de convergencia fueron las variables seleccionadas (Ecuación 19), mientras que para el año 2008, la pendiente y la altura relativa y el NDVI jugaron un papel importante (Ecuación 20). En ambos escenarios la variable NDVI fue incluida en los modelos de predicción como variable activadora de la ocurrencia de deslizamiento.

$$\hat{g} \text{ FCH}^{1992} = -4,35 + 0,04(\text{LS}) - 0,28(\text{DF}) + 8,38(\text{NDVI}) + 0,03(\text{IC}) \dots \dots \dots (19)$$

$$\hat{g} \text{ FCH}^{2008} = -5,06 + 0,26(\text{PEN}) - 0,01(\text{ALTR}) + 10,05(\text{NDVI}) \dots \dots \dots (20)$$

Las variables longitud y gradiente de la pendiente, NDVI, índice de convergencia y pendiente están actuando en ambas ecuaciones como factores activadores, por lo tanto a mayor longitud y gradiente, mayor valor de NDVI y mayor pendiente, mayor será la susceptibilidad a los deslizamientos en esta formación. A diferencia de la formación Metalavas de El Carmen, la variable IC se comportó como una variable activadora, por tanto, en este caso las áreas más convexas (+) serán más susceptibles a los deslizamientos. Estos resultados aunque no son concluyentes, podrían estar mostrando que los mecanismos de activación en ambas formaciones son distintos, por lo que los deslizamientos en ambas formaciones se activan por mecanismos y causas distintas.

Cuadro 7.6. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística para la formación El Chino y El Caño.

Escenarios	Variable	B	ET	WALD	gl	p-Valor	Exp (B)	IC 95% para exponente B	
								Inferior	Superior
1992	LS	0,04	0,01	21,63	1	0,00	1,04	1,023	1,06
	FWD	-0,28	0,076	13,25	1	0,00	0,77	0,65	0,88
	NDVI	8,38	1,26	44,53	1	0,00	4351,12	371,47	50 965,91
	IC	0,03	0,07	4,52	1	0,03	1,03	1,00	1,07
	Constante	-4,35	0,76	32,55	1	0,00	0,01		
2008	PEN	0,26	0,04	47,41	1	0,00	1,29	1,20	1,39
	ALTR	-0,01	0,00	10,87	1	0,00	0,99	0,99	0,99
	NDVI	10,05	1,35	55,71	1	0,00	23 244,658	1658,76	325 730,825
	Constante	-5,06	1,23	16,82	1	0,00	0,01		

B: coeficiente estimado; ET error estándar; Wald: Estadístico de Wald que contrasta la hipótesis de si los coeficientes son iguales a cero; gl: grados de libertad-Valor: nivel de significancia; Exp (B) exponente de B; IC 95% para Exp (B): intervalo de confianza estimado para el coeficiente B para  $p=0,95$

Pendiente (PEND,°), altura relativa (ALTRE), Factor de longitud y gradiente de la pendiente de la USLE (LS), índice de convergencia (IC), dirección del flujo (FWD), índice de vegetación de la diferencia normalizada (NDVI 1992 y NDVI2008).

En síntesis, si comparamos ambas áreas podemos inferir que la dirección del flujo de agua, es una variable condicionante de la ocurrencia de deslizamientos, causando mayor susceptibilidad en las laderas de dirección S, SO y SE, lo cual concuerda con el análisis realizado en el capítulo seis, al comparar los valores de los puntos con y sin cicatrices de deslizamiento. El NDVI actuó como variable activadora, debido quizás a la localización de las cicatrices en áreas muy cercanas a la red de drenaje, zona donde podemos encontrar valores altos de NDVI, asociados a la cobertura de bosque de galería. Adicionalmente, se infiere un incremento en la cantidad de variables activadoras en el tiempo, situación que se observa de forma más clara en la formación Metalavas de El Carmen, lo cual está asociado a un mayor grado de intervención debido al incremento de áreas con escasa cobertura, asociadas a herbazales, tal como se demostró en el capítulo cinco.

Por otra parte, entre las variables condicionantes de la formación Metalavas de El Carmen se incluye al índice de convergencia y al plano de curvatura, variables que se interpretan de forma similar. Es decir a menor valor (área cóncavas) mayor será la susceptibilidad a los



deslizamientos, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño la variable índice de convergencia se comportó como variable activadora es decir a menor valor de la variables (áreas cóncavas) menor será la susceptibilidad a los deslizamientos. Al parecer en la formación Metalavas de El Carmen la mayor susceptibilidad se presenta en las áreas cóncavas, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño estas áreas son menos susceptibles en comparación con las áreas convexas. Las susceptibilidad de las áreas convexas pueden estar asociadas a las zonas de laderas, donde se presenta deslizamientos en espacios con terracetas o pisadas de vacas, mientras que la susceptibilidad de las áreas cóncavas pueden estar asociadas a fondos de vertientes sometidos a erosión laminar y concentrada.

### 7.4.2.3 Factores activadores y condicionantes de los deslizamientos en el área de estudio.

Al evaluar la susceptibilidad de forma conjunta (Cuadro 7.7), es decir en toda el área de estudio, para los años 1992 y 2008, se encontró, que el poder de predicción de estos modelos (Ecuaciones 21 y 22), es menor al poder de predicción encontrado al hacer la evaluación en forma individual (Cuadro 7.4).

$$\hat{g} \text{ FCH y FCA }^{1992} = -3,72 + 0,03 (\text{LS}) - 0,21 (\text{DF}) + 8,87 (\text{NDVI}) \dots \dots \dots (21)$$

$$\hat{g} \text{ FCH y FCA }^{2008} = -2,32 + 0,19 (\text{PEN}) - 0,01 (\text{ALTR}) + 10,34 (\text{NDVI}) \dots \dots \dots (22)$$

Para el año 1992 la evaluación incluyó (Ecuación, 12) las variables longitud y gradiente de la pendiente, la dirección del flujo y el NDVI, por lo que las áreas más susceptibles son las de mayor longitud y gradiente de pendiente donde predomina un flujo de dirección sur o suroeste con valores altos de NDVI. Valores que se relacionan con los bosques de galería relacionados con la red de drenaje. Cuando se evaluaron de forma individual (Cuadro 7.7) la variable dirección del flujo no fue seleccionada y se encontró que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño, se incluyó el índice de convergencia. El modelo generado difiere de los modelos encontrados por Pineda *et al.*, 2011a, usando regresión logística y Pineda *et al.*, 2011a usando regresión logística y redes bayesianas, en el mismo sector y en la misma fecha. Esto obedece a que en este nuevo análisis no se incluyeron las variables precipitación y LS. Sin embargo, la interpretación de los resultados es similar, ya que se encontró una mayor susceptibilidad en áreas de laderas cóncavas, de escasa cobertura y cercanas a la red de drenaje, con un alto índice de humedad.

Para el año 2008 (Ecuación, 13), se encontró que las variables que están relacionadas con la susceptibilidad a los deslizamientos son la pendiente, la altura relativa y el NDVI, situación que se mantiene en la formación Metatobas de El Chino y El Caño al evaluarla por separado, mientras que en la formación Metalavas de El Carmen se incluyó dentro del modelo las variables plano de curvatura y orientación.

Esta evaluación permite concluir que las susceptibilidad del área de estudio en los distintos escenarios, incluye variables distintas, que dependen no solo de las características intrínsecas de la formación, sino también de las variables relacionadas con la configuración del relieve y la red de drenaje y el factor cobertura, por lo cual se infiere que los mecanismos de activación en ambas formaciones son distintos.

Cuadro 7.7. Variables incluidas en cada uno de los modelos de análisis multivariado de regresión logística.

Escenarios	Variable	B	ET	WALD	gl	p-Valor	Exp (B)	IC 95% para exponente B	
								Inferior	Superior
1992	LS	0,03	0,00	26,34	1	0,00	1,03	1,02	1,04
	FWD	-0,21	0,06	11,46	1	0,00	0,81	0,72	0,92
	NDVI	8,87	1,28	47,77	1	0,00	7098,04	574,21	87 741,79
	Constante	-3,72	0,56	44,79	1	0,00	0,02		
2008	PEN	0,19	0,02	66,52	1	0,00	1,20	1,15	1,26
	ALTR	-0,01	0,00	25,35	1	0,00	0,99	0,99	0,99
	NDVI	10,34	1,16	78,86	1	0,00	30 903,27	3155,26	302 673,25
	Constante	-2,32	0,81	8,16	1	0,00	0,09		

B: coeficiente estimado; ET error estándar; Wald: Estadístico de Wald que contrasta la hipótesis de si los coeficientes son iguales a cero; gl: grados de libertad-Valor: nivel de significancia; Exp (B) exponente de B; IC 95% para Exp (B): intervalo de confianza estimado para el coeficiente B para  $p=0,95$

Pendiente (PEND,°), altura relativa (ALTRE), Factor de longitud y gradiente de la pendiente de la USLE (LS), dirección del flujo (FWD), índice de vegetación de la diferencia normalizada (NDVI 1992 y NDVI2008).

### 7.4.3. Validación del modelo generado

Para la validación del modelo seleccionado, se calculó la probabilidad pronosticada para cada uno de los puntos usados para generar el modelo y se comparó el valor determinado por medio de la ecuación de regresión con el valor observado (dato de entrada). El punto de corte fue establecido en 0,5. Aquellos puntos que obtuvieron una probabilidad  $>0,5$  fueron clasificados como puntos no susceptibles a deslizamientos, y los que obtuvieron una probabilidad  $<0,5$  fueron clasificados como puntos susceptibles.

Posteriormente, con los puntos seleccionados de forma aleatoria para realizar la validación de los modelos generados para cada escenario, se estimó la probabilidad ( $P=1/1+e^{-\hat{g}}$ ). Estas se estimaron para cada uno de los puntos seleccionados en cada escenario, construyéndose posteriormente una matriz de confusión (Cuadro 7.8).

Cuadro 7.8. Resultados de la matriz de confusión de los modelos generados.

Modelo	Total de puntos	Exactitud	Precisión	Positivos verdaderos	Negativos Verdaderos	Error de Omisión	Error de Comisión
FCA 1971	18	0,56	0,50	0,38	0,70	0,30	0,63
FCA 1992	12	0,58	1	0,29	1	0	0,71
FCA 2008	13	0,85	0,67	1	0,78	0,22	0
FCH 1992	33	0,78	0,80	0,62	0,89	0,11	0,38
FCH 2008	32	0,66	0,31	1	0,59	0,41	0
FCH Y FCA 1992	35	0,80	0,87	0,65	0,92	0,08	0,35
FCH Y FCA 2008	48	0,69	0,36	0,89	0,64	0,36	0,11

Los modelos propuestos discriminan entre puntos con o sin deslizamientos con una exactitud y precisión variable. Como se observa en el Cuadro 7.8, el modelo que presentó mayor exactitud (80%) y mayor precisión (87%) fue el generado en forma conjunta, para las dos formaciones para el año 1992, seguido del modelo generado para la formación Metatobas de El Chino y El Caño en la misma fecha. Ambos modelos incluyeron las variables longitud y gradiente de la pendiente, dirección del flujo y NDVI, lo cual indica que a mayor longitud y gradiente de la pendiente, direcciones sur (4), suroeste (5) del flujo y mayor cobertura vegetal, mayor sería la susceptibilidad de estas áreas a los deslizamientos.

En la formación Metalavas de El Carmen, la susceptibilidad depende de la longitud y gradiente de la pendiente y el NDVI, aunque en este caso la precisión es alta, la exactitud apenas alcanza el 58%. Los negativos verdaderos para este modelo variaron entre 78 y 100% y falsos negativos o error comisión en 35 y 38%. Así, en siete de cada diez sitios el modelo predice con certeza la susceptibilidad a deslizamientos, mientras que en los tres sitios restantes el modelo puede subestimar o sobreestimar esta susceptibilidad.

Tanto el tipo y número de variables incluidas en cada modelo, como la variación en exactitud y precisión de cada uno de los modelos, hacen pensar que los factores condicionantes o activadores de los deslizamientos, no solo varían en función de la localidad, sino también en función del tiempo, aunque la menor exactitud de estos modelos podría estar relacionada con el número de puntos usados para generarlos y para validarlos.

## 7.5. CONSIDERACIONES FINALES

Los modelos de regresión logística seleccionados muestran que las variables más relacionadas con el desencadenamiento de los deslizamientos en el área de estudio son: la pendiente, la orientación, la longitud y gradiente de la pendiente como factores activadores.

El NDVI fue seleccionado como factor activador, mostrando su papel controversial. En este caso los valores altos de NDVI se asocian a una mayor susceptibilidad. En el capítulo cinco se

estableció que los altos valores de esta variable están asociados a la cobertura de bosque de galería y en el capítulo seis se especificó que las cicatrices se localizan en áreas muy cercanas a la red de drenaje, por lo tanto los resultados son coincidentes.

La dirección del flujo, la altura y el plano de curvatura se consideraron factores condicionantes por lo que existe mayor susceptibilidad en las laderas de dirección S, SO y SE,

El papel de la variable índice de convergencia resultó controversial, ya que en la formación Metalavas de El Carmen esta variable actuó como variable activadora, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño actuó como condicionante. En la primera de estas áreas más convexas presentan menor susceptibilidad, mientras que en las segundas estas áreas serían las más susceptibles a los deslizamientos. La susceptibilidad de las áreas convexas está asociada a las zonas de laderas, donde se presenta deslizamientos en espacios con terracetas o pisadas de vacas, mientras que la susceptibilidad de las áreas cóncavas está asociada a fondos de vertientes sometidos a erosión laminar y concentrada. Por lo tanto los mecanismos de activación de estas formaciones son distintos.

Es importante establecer que las variables seleccionadas para cada modelo de regresión pueden ser relevantes para la zona estudiada, pero la aplicación del mismo procedimiento en otras áreas, e incluso en otras fechas, podría producir una ecuación de predicción compuesta de otras variables y otros coeficientes, tal como se mostró en los resultados, lo cual indica que los factores condicionantes o activadores de los deslizamientos, no solo varían en función de la localidad, sino también en función del tiempo.

La variable precipitación no se incluyó en el análisis de susceptibilidad debido a que la espacialización de ésta no se ajusta adecuadamente a los datos reales. Sin embargo, se considera la evaluación de esta variable en la evaluación del riesgo de ocurrencia de deslizamientos (capítulo nueve).

## **8. CARACTERIZACIÓN Y ESPACIALIZACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN LA SUBCUENCA DEL RÍO CARAMACATE**

### **8.1. RESUMEN**

En el capítulo previo se estableció la relación de los factores cobertura vegetal y relieve a través de la evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos. Esta fue evaluada para distintos escenarios de cobertura vegetal, lo cual no es suficiente para establecer el riesgo de ocurrencia de deslizamientos, para ello es necesario determinar la frecuencia, razón por la cual se incluyó en este análisis, el factor clima, evaluado a través de la precipitación. En este capítulo se estableció la variabilidad espacial de la precipitación, a través de una regresión lineal múltiple, utilizando para ello 42 estaciones climatológicas con más de diez (10) años de registros continuos. Esta ecuación permitió describir el 46,5% de la variabilidad espacial de la mediana de la precipitación en el área de estudio, por lo cual es evidente que existen otros factores no considerados dentro de la ecuación que afecta la variabilidad de la precipitación. La comparación entre la variación espacial de la precipitación y la distribución geográfica de deslizamientos para los años 1992 y 2008, reveló que la mayoría de ellas se concentran entre las isoyetas 1300mm y 1400mm. Al evaluar el comportamiento intraanual e interanual de la precipitación por medio de variogramas se encontró un incremento de la semivarianza con el tiempo. A nivel mensual el semivariograma mostró una máxima varianza a los 5,3 meses, lo cual se corresponde con la estacionalidad de la precipitación y a nivel anual presentó una periodicidad de 5,6 años. Adicionalmente, se evaluó la variabilidad temporal de la precipitación usando para ello la estación climatológica de Tiara, localizada en la cuenca del río Caramacate. A pesar de que el coeficiente de variación anual alcanza un 21% y el índice de variabilidad indica que la variación es baja a moderada, a lo largo del año se encontraron valores extremos de variabilidad. El periodo húmedo es el periodo más propenso a deslizamientos, ya que en este se concentra el 62% de la precipitación. Específicamente en el mes de junio, se encuentran los valores más altos de percentil 0,75 y percentil 0,90 relacionados con la ocurrencia de precipitaciones extremas. Éste sería el mes más propenso a los deslizamientos aunque la precipitación, por sí sola, no debe ser utilizada como el único factor activador determinante de los deslizamientos.

### **8.2. INTRODUCCIÓN**

Para la caracterización y espacialización de la información climática en Venezuela, particularmente la precipitación, es necesario evaluar procesos que ocurren a distintas escalas. Por ejemplo, a escala global ocurren procesos tales como: altas presiones subtropicales, baja presión ecuatorial y la zona de convergencia intertropical. A escala sinóptica, suceden procesos como: las ondas del Este, vaguadas en altura, restos de frentes fríos y tormentas tropicales. A escala local, sobrevienen procesos tales como: el efecto de barlovento y sotavento debido a la topografía y la ocurrencia de brisa mar-tierra y lago-tierra (Martelo, 2003).

Estos procesos, se interconectan, para explicar los regímenes anuales de la precipitación en el territorio venezolano. Particularmente, la topografía juega un papel importante ocasionando lluvias de origen orográfico. Es conocido que la distribución bimodal de la precipitación en la región Noroeste es causada por la interacción del flujo de bajo nivel con la cordillera de los

Andes, por lo que la orografía parece tener un efecto importante en la lluvia. De hecho, en la ladera que corta el viento (barlovento) se tienen mayores lluvias, aumentando estas con la altura, hasta cierto nivel a partir del cual la lluvia disminuye con la altura. Mientras que en la ladera por detrás del viento (sotavento), la precipitación disminuye y las laderas son más secas y más cálidas (Martelo, 2003).

En otras latitudes a escala regional ó local, el efecto de la fisiografía sobre los patrones de precipitación también es evidente (Prudhomme y Reed, 1999; Thomas y Herzfeld, 2004; Turke *et al.*, 2008), reconociéndose la influencia fisiográfica a través del comportamiento de los datos de precipitación, los cuales explican la influencia de la costa orográfica y continental (Turke *et al.*, 2008). Este efecto es especialmente visible en las zonas montañosas, donde las variaciones regionales son mucho más pronunciados (Tang *et al.*, 1998; Thomas y Herzfeld, 2004) a pesar de que su complejidad, obstaculiza el establecimiento de las relaciones entre ambos (Droge *et al.*, 2002). En la mayoría de los casos, los procesos climatológicos, tales como el levantamiento orográfico de masas de aire, están influenciados por aspectos morfológicos y diferencias relativas de elevación local (Thomas y Herzfeld, 2004), así como la cercanía a mares ó líneas de costa (Prudhomme y Reed, 1999). Sin embargo, debido a la heterogeneidad del relieve (Prudhomme y Reed, 1999; Celleri *et al.*, 2007), los patrones de la precipitación son difíciles de establecer ó son desconocidos (Prudhomme y Reed, 1999).

En zonas de montañas incluyendo las de Venezuela (Figura 8.1), se ha encontrado un aumento de la precipitación con la altitud (Martelo, 2003) y fenómenos tales como el aumento ó disminución de la precipitación en los lados de barlovento o sotavento (efecto orográfico). Esas variaciones son efectos típicos de regiones con topografía variada (Tang *et al.*, 1998; Prudhomme y Reed, 1999; Aldrian y Djamil 2008; Suprit y Shankar 2008), al igual que los efectos causados por el flujo de aire (Grabowski, 1989), incluyendo la velocidad y la dirección del viento (Johansson y Chen, 2003; Blocken *et al.*, 2006). Específicamente en la Cordillera de la Costa Central, factores marítimos, continentales y topográficos influyen intensamente las precipitaciones. Si bien en general las precipitaciones son estacionales (más del 70 por ciento del total anual concentrado en el periodo lluvioso) (Figura 8.2), en esta región se observa una gran variabilidad interanual de la precipitación.

En parte, la dificultad para establecer el patrón de la precipitación en las áreas de montañas se debe a la escasez de redes de medición (Thomas y Herzfeld, 2004; Vicente-Serrano *et al.*, 2007; Turke *et al.*, 2008), a una mala distribución de las estaciones (Brunsdon *et al.*, 2001) y a la carencia de datos históricos. Si bien una densidad adecuada de estaciones, puede no garantizar la obtención de buenos resultados (Thomas y Herzfeld, 2004).

Para garantizar la obtención de resultados óptimos, algunos autores recomiendan evaluar la distribución de las estaciones en el área de estudio, usando diferentes metodologías, entre las cuales se destaca el uso del estadístico del vecino más cercano (Sen Roy, 2008). Posteriormente se debe determinar el número de años con registro. Según la Organización Meteorológica Mundial, el mínimo de registros necesarios es de 30 años. Sin embargo, algunos autores han usado series más cortas con resultados satisfactorios (Fernández y Galán, 1996; Kurtzman y Kadmon, 1999; Goovaerts, 2000 citados por Marquín *et al.*, 2003).

Una vez obtenidos los registros, se debe estimar su calidad (falta de datos y datos englobados). A través de métodos estadísticos se evalúa si los datos se ajustan a la distribución normal. Debido a la naturaleza de los datos de precipitación, en la mayoría de los casos, no se encuentra ajuste a la normalidad si se usan pruebas paramétricas tales como Kolmogorov- Smirnov, por lo que se sugiere aplicar pruebas no paramétricas tales como: Mann-Kendall y Pettit (Rahimzadeh *et al.*, 2008; Turke *et al.*, 2008; Aldrian y Djamil 2008; Zhang y Luu, 2009); Kruskal-Wallis (Turke *et al.*, 2008); el método de la desviación acumulada (Collins *et al.* 2000 citado por Rahimzadeh *et al.*, 2008), usada para detectar cambios en las series; ó la prueba Craddock (Craddock, 1979 citado por Aldrian y Djamil 2008).

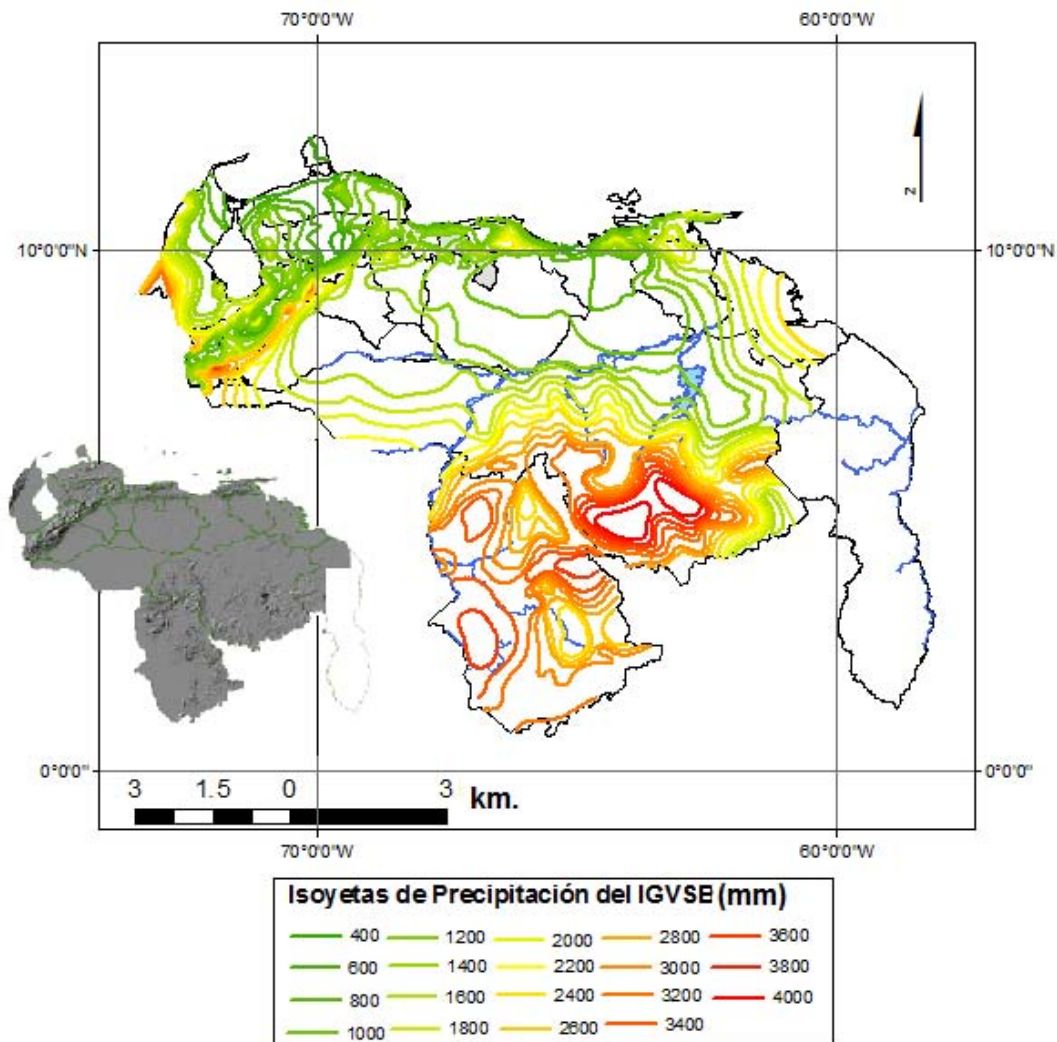


Figura 8.1. Mapa de Isoyetas de Venezuela.

Fuente: Elaborado a partir de datos del IGVSB

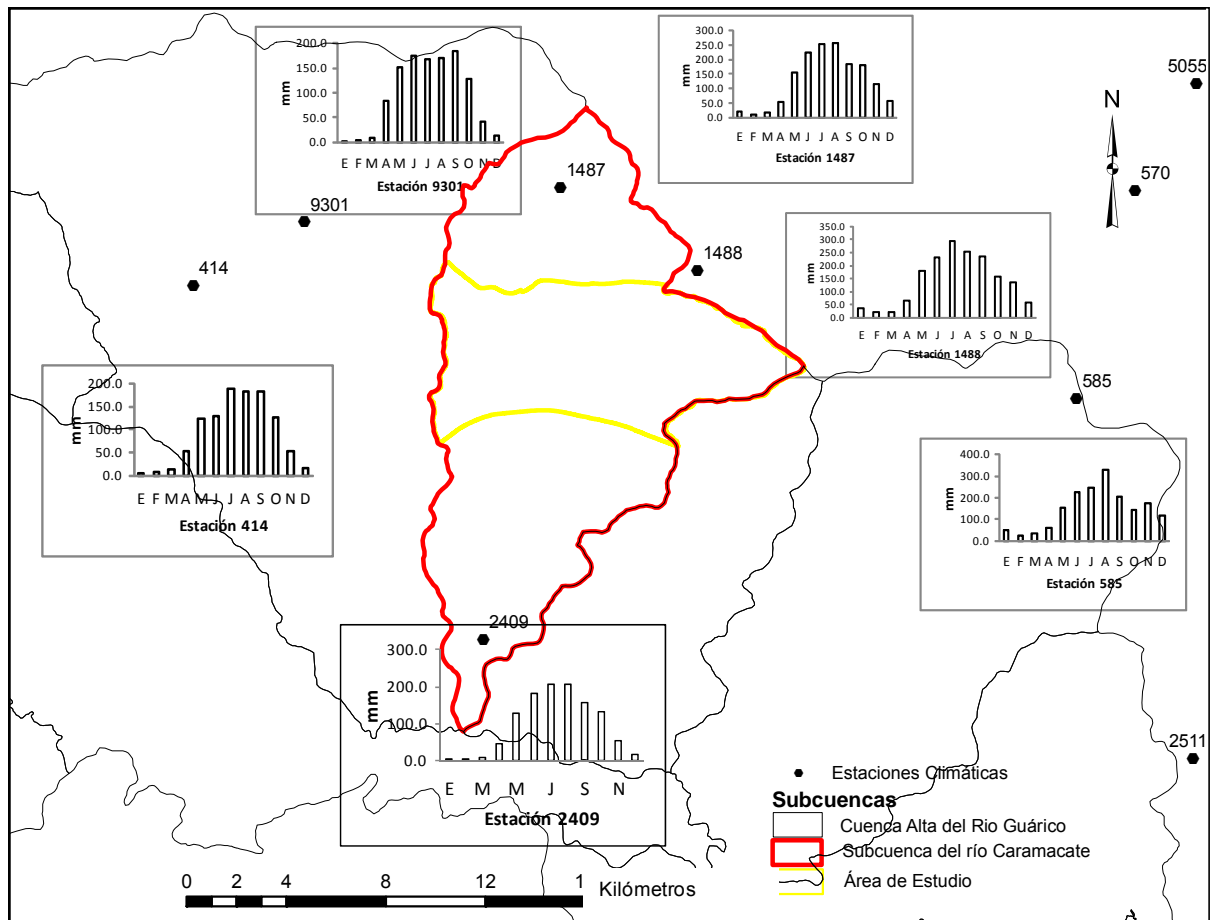


Figura 8.2. Distribución mensual promedio de las precipitaciones en las Estaciones climatológicas localizadas en los alrededores de la cuenca del río Caramacate.

La prueba de Mann-Kendall es una de las pruebas más usadas para evaluar la normalidad en datos de precipitación. Esta es una prueba de correlación de rangos que presenta algunas ventajas significativas sobre otras técnicas paramétricas. Entre las ventajas se puede citar que es independiente de la forma de la distribución, tiene una baja sensibilidad a las interrupciones abruptas debido a series de tiempo no homogéneas (Aldrian y Djamil 2008) y no está afectada por la presencia de valores atípicos (Cannarozzo 2006), entre otras. Por lo general, se utiliza para analizar la significación estadística de todas las tendencias, mensuales ó anuales (Aldrian y Djamil 2008). Es posible que no se encuentre homogeneidad, y en estos casos, si los datos son “confiables” se considera que existen tendencias positivas (incrementos) (Turke *et al.*, 2008, Rahimzadeh *et al.*, 2008) ó negativas (disminuciones) (Rahimzadeh *et al.*, 2008). Cuando los datos no son del todo “confiables”, la falta de homogeneidad se puede asociar a cambios en la ubicación de la estación climatológica, en la instrumentación y observación y a la presencia de datos faltantes (Rahimzadeh *et al.*, 2008).

Posteriormente se seleccionan los parámetros de la precipitación que se desean representar espacialmente y los periodos de agrupación. Ambos deben estar acordes a los objetivos del estudio. Entre los parámetros más usados para la evaluación de movimientos en masa se encuentran: la precipitación máxima acumulada en 24h y el año de su ocurrencia, la



precipitación máxima diaria y acumulada (Wang y Sassa, 2006), promedios mensuales, anuales y estacionales (Zhang y Luu, 2009), precipitación cada 6h (Schuler *et al.*, 2008), la mediana de la precipitación máxima diaria anual, o el promedio de la cantidad anual de precipitación diaria (Prudhomme y Reed, 1999), entre otros.

Para la espacialización de la precipitación con el apoyo de un SIG (Linderson, 2003; Tveito *et al.*, 2005; Guler *et al.*, 2007), se usan frecuentemente: los polígonos de Thiessen (Prudhomme y Reed, 1999; Zhang y Luu, 2009). Los polígonos generados no mantienen relación con las variables topográficas, ya que se calculan como una función de la distancia, sin tomar en cuenta la información contextual (topografía, velocidad del viento), a pesar de que consideran la distribución geográfica (latitud, longitud). Por esta razón son denominados unidades artificiales de agregación espacial (Cheung *et al.*, 2008). Otros autores usan técnicas sencillas de interpolación (Thomas y Herzfeld, 2004; Wang y Sassa, 2006) tales como los mapas de isoyetas (Brunsdon *et al.*, 2001), la interpolación polinómica (Tabios y Salas, 1985 citados Prudhomme y Reed, 1999) o interpolación local bivariada sobre la base de polígonos de Thiessen (Thiessen 1911 citado por Tang *et al.*, 1998). Pero no siempre se encuentra una relación con las regiones de montañas (Creutin y Obled, 1982; Lebel *et al.*, 1987; Hevesi *et al.*, 1992 citados por Prudhomme y Reed, 1999), debido, a que al igual que los polígonos de Thiessen, solo toman en cuenta las relaciones espaciales entre los puntos de muestreo e ignoran la características del relieve (Marquínez *et al.*, 2003).

Las regiones con grandes variaciones topográficas y complejas características orográficas pueden determinar la dinámica atmosférica y oceánica y el clima de una región (Kato *et al.*, 1999; Mutemi *et al.*, 2007 citados por Segele *et al.*, 2008). Para establecer relaciones entre los datos de precipitación y las variables topográficas se usan técnicas de interpolación espacial tales como: el inverso de la distancia ponderada (Daly *et al.*, 2003; Cannarozzo 2006; Chang *et al.*, 2008); triangulación con ajuste de la inclinación; triangulación de redes irregulares (TIN) (Tveito *et al.*, 2005) o técnicas geoestadísticas como kriging ordinario (Prudhomme y Reed, 1999; Drogue *et al.*, 2002; Thomas y Herzfeld, 2004; Diodato, 2005; Sen Roy, 2008) y residual.

Según Creutin y Obled (1982), en las regiones con intensos y diferentes eventos de precipitación, técnicas como el kriging proporcionan una mejor estimación en comparación con otras técnicas. Incluso pueden mejorar la exactitud de la interpolación de la precipitación (Cheung *et al.*, 2008). Aunque en regiones pequeñas, con topografía simple y una red densa de estaciones, el kriging no necesariamente mejora la estimación (Dirks *et al.*, 1998 citados por Prudhomme y Reed, 1999). A pesar de las bondades del kriging, sus resultados dependen del tamaño de la muestra, además de que el efecto orográfico puede dar lugar a la heterogeneidad y a la anisotropía (Bacchi y Kottegoda, 1995 citados por Prudhomme y Reed, 1999).

Otra de las técnicas usadas son el co-kriging (Drogue *et al.*, 2002; Diodato, 2005) usando semivariogramas esféricos o gaussianos (Thomas y Herzfeld, 2004), y las redes neuronales artificiales (Antonic *et al.*, 2001 citados por Vicente-Serrano *et al.*, 2007). El uso del co-kriging es particularmente justificado en las zonas donde hay estaciones cercanas y donde la forma del terreno es muy compleja (Diodato, 2005).

Del mismo modo, se pueden establecer relaciones entre la precipitación y parámetros topográficos ó de relieve a través de las regresiones lineales simples (Celleri *et al.*, 2007) ó múltiples (Brunsdon *et al.*, 2001; Drogue *et al.*, 2002; Marquínez *et al.*, 2003; Thomas y Herzfeld, 2004; Guler *et al.*, 2007; Cheung *et al.*, 2008). Por lo general, se relaciona la precipitación con características básicas del relieve, como la ubicación y la altitud (Thomas y Herzfeld, 2004). Otros autores usan solo la altitud (Moussa, 2008), ó relacionan la altitud, la orientación del paisaje y la dirección del viento (Tang *et al.*, 1998) ó utilizan técnicas de regresión con ponderación geográfica (Brunsdon *et al.*, 2001). Sin embargo, al usar regresiones lineales se debe tener cuidado con los resultados debido a que, por ejemplo, los cambios en el intercepto y en las constantes usadas, muestran que la tasa de aumento de la precipitación con la altura, no puede ser modelada por una relación única válida, sobretodo en grandes extensiones. Uno de los problemas de la generación de regresiones lineales, principalmente las regresiones simples, es que su aplicación solo se puede considerar como buena cuando el modelo cumple con los supuestos de normalidad y homogeneidad de la varianza (Helsel y Hirsch, 1992 citado por Celleri *et al.*, 2007). Algunos autores aún usado técnicas de regresión, en combinación con técnicas de ponderación de variables geográfica (Brunsdon *et al.*, 2001), relacionando los totales de precipitación anual con la elevación. Este método es más simple que la regresión múltiple, pero tiene la desventaja de que no evalúa el comportamiento temporal a lo largo del año. Sin embargo, el uso de ecuaciones de regresión ha permitido estimar la precipitación en áreas donde no existen registros, debido a que los datos no se deducen directamente de la estación más cercana, sino más bien de las particularidades topográficas del terreno, siempre y cuando, las características topográficas de estos sitios, se encuentren dentro de los rangos usados para el ajuste de la ecuación de regresión.

Los datos de relieve en su gran mayoría provienen de modelos digitales de elevación (MDE) generados a diferentes resoluciones, dependiendo del ámbito donde se realiza el estudio (Tang *et al.*, 1998; Marquínez *et al.*, 2003; Guler *et al.*, 2007; Schuler *et al.*, 2008). Es conocido que la resolución del MDE afecta los resultados, subestimando o sobreestimando la precipitación (Suprit y Shankar, 2008). Sin embargo, Dinku *et al.* (2008), establecen que las pobres predicciones están relacionadas con la carencia o inadecuada distribución de las estaciones usadas, más que con la resolución de los MDE. La mayoría de los autores establecen relaciones entre la altura y coordenadas X (Este) y Y (Norte) (Brunsdon *et al.*, 2001; Guler *et al.*, 2007), ó en combinación con la exposición, el viento (Marquez *et al.*, 2008), o entre éstos y la proximidad al mar (Daly *et al.*, 2003; Marquínez *et al.*, 2003), o en combinación con la continentalidad y la pendiente. En casi todos los casos, la elevación es una de las variables utilizadas, pero se debe comprobar si en realidad esta variable describe la variación espacial de los elementos climáticos en el área de estudio (Thomas y Herzfeld, 2004). Por lo general, se deben mezclar parámetros orográficos y topográficos e incluir variables cuyo sentido físico es coherente con las condiciones meteorológicas, y cuyos parámetros no son demasiado interdependientes (Prudhomme y Reed, 1998).

Aún cuando la distribución de las estaciones en el área de estudio puede ser desigual, el uso de información topográfica ayuda a compensar la falta de datos locales con cualquier método de interpolación (Prudhomme y Reed, 1999) porque estos no dependen de la densidad de estaciones de medición. Basta con tener las estaciones en zonas con similares características topográficas

aunque estén relativamente distantes. Por la misma razón, el área de estimación también se puede extender más allá de la última estación de medición, siempre y cuando las características topográficas y la escala de trabajo sean similares (Marquínez *et al.*, 2003). No debemos olvidar que los datos exactos de precipitación solo existen para un punto, que corresponden a las estaciones climáticas, por lo cual la precipitación en cualquier otro punto en el terreno, se deduce de las estaciones vecinas o de las relaciones con otras variables (Marquínez *et al.*, 2003).

Para obtener una mejor aproximación de los valores de precipitación en áreas montañosas, es recomendable subdividir el área en sectores de sotavento y barlovento, y áreas con influencia costera (Tang *et al.*, 1998), e incluso además de esta subdivisión, Suprit y Shankar (2008) recomiendan restar el área de cresta debido al efecto de la misma sobre los valores de la precipitación (Tang *et al.*, 1998; Johansson y Chen, 2003; Suprit y Shankar 2008). En algunos casos, dependiendo de la localización del área de estudio, puede ser recomendable eliminar los valores de estaciones localizadas en zonas de sotavento, barlovento, o cercanas a la costa (Johansson y Chen, 2003).

Sin embargo, a pesar de que se han obtenido buenos resultados, los parámetros de la precipitación son difíciles de interpolar en el espacio y por lo general, las mediciones son más imprecisas en comparación con otros elementos meteorológicos (Tveito *et al.*, 2005). Por ello el supuesto de precipitaciones uniformes en áreas pequeñas sigue siendo aplicada, ya sea en cuencas individuales o representando áreas elementales, pero esta hipótesis puede ser inválida (Goodricha *et al.*, 1995). De hecho, Thomas y Herzfeld, (2004) recomiendan la aplicación de técnicas de regresión para analizar pequeñas regiones climáticamente homogéneas, ya que los resultados pueden mostrar información confiable, si no hay datos climáticos en dicha región y la topografía tiene una gran influencia en la precipitación (Marquínez *et al.*, 2003).

De la misma manera, otros autores han usado modelos de simulación regionales para establecer la variabilidad interanual de la precipitación y su relación con la topografía. En algunos casos los modelos utilizados sirven para captar las diferencias en la cantidad total anual, pero no para captar variaciones interanuales (Segele *et al.*, 2008). Adicionalmente se han desarrollado técnicas más avanzadas para estimar datos de precipitación a partir de imágenes de radar aunque su estimación puede ser complicada (Goodricha *et al.*, 1995; Chang y Chiang, 2009; Chang *et al.*, 2008; De Gaetano y Wilks. 2008), por lo general, estas son usadas cuando existe escasez de pluviómetros para representar adecuadamente la variabilidad espacial de las condiciones de lluvias (Chang y Chiang 2009).

El propósito final de las evaluaciones mencionadas es conocer la variación espacial de la precipitación y describir la influencia de la topografía sobre las variaciones climáticas (Brunsdon *et al.*, 2001; Thomas y Herzfeld, 2004), mostrando que la incorporación de datos de elevación entre otros parámetros topográficos (Guler *et al.*, 2007), mejora notablemente las estimaciones. No obstante se debe tener presente la necesidad de evaluar no solo la variabilidad espacial de la precipitación, sino también su variabilidad interanual (Segele *et al.*, 2008).

### 8.2.1. Evaluación de la relación precipitación-deslizamientos

La precipitación presenta una gran influencia en la ocurrencia de deslizamientos de tierras (Wang y Sassa, 2006). Para evaluar éste efecto, se han usado diversas metodologías y técnicas. Algunos autores analizan series históricas de datos tomando en cuenta la precipitación diaria, mensual o anual, o bien seleccionan del total de datos algunos escenarios que están relacionados con la precipitación, tales como: estimar la lluvia con periodos de retorno de 10 años y 25 años (usando la distribución de Gumbell), trabajan con el año más seco, el más húmedo o el año promedio. Todo esto, con la finalidad de evaluar el efecto de la ocurrencia de eventos extremos (Crosta, 1998, Crozier, 1999; Aleotti, 2004; Zêzere *et al*, 2004; Guzzetti *et al.*, 2007; Sen Roy, 2008; Segele *et al.*, 2008). Los eventos extremos pueden ser precipitación máxima en 24h u en 1h, los percentiles de 90; 97,5 y 95 (Sen Roy, 2008; Pryor *et al.*, 2008), e índices tales como el índice de concentración cuyo aumento sugiere cambios de las precipitación a través del tiempo (Jakob y Lambert, 2009; Jaedicke y Kleven 2008).

Tanto los datos de precipitación diaria como los escenarios planteados, pueden ser usados en modelos de simulación de base física o hidrológica o de estabilidad de taludes, con el fin de establecer los efectos de la precipitación sobre la ocurrencia de deslizamientos o determinar la lluvia crítica (Wu y Sidle, 1995; Pack *et al*, 1998; Borga *et al*, 2002; Casadei *et al*, 2003; Sharma y Shakya, 2008). Pero, la mayoría de estos modelos requieren parámetros de topografía local y suelo, que son difíciles de obtener, sobre todo en áreas grandes y complejas (Gorsevski *et al*, 2006; Carrara *et al*, 2008). Por otro lado, los modelos de lluvia crítica, al ser deterministas, no ofrecen intervalos de confianza, lo que limita su aplicación (Chang y Chiang, 2009); aunque permiten comprobar que a medida que aumenta la precipitación, el porcentaje de zonas inestables también aumenta (Sharma y Shakya 2008).

Otros autores establecen relaciones entre las precipitaciones y la ocurrencia de deslizamientos utilizando datos de intensidad (lluvia acumulada de 3h, 24h.), duración (Aleotti, 2004) y frecuencia de las precipitaciones (Iida, 2004; Wang y Sassa, 2006) y establecen la probabilidad de ocurrencia de umbrales de precipitación. Los primeros trabajos en esta área fueron establecidos por Campbell (1975) y Caine (1980) citados por Chang y Chiang, 2009 y fueron seguidos por numerosos estudios en diferentes partes del mundo (Crozier, 1999; Crosta, 1998; Glade *et al.*, 2000; Guzzetti *et al.*, 2004; Aleotti, 2004; Guzzetti *et al.*, 2007; Marquez *et al.*, 2008). Los umbrales de precipitación pueden ser empíricos o de bases físicas. Los primeros, se basan en la identificación de áreas donde ha ocurrido o no un deslizamiento, relacionado con un evento de precipitación, mientras que los umbrales físicos, se basan en modelos numéricos que toman en cuenta la relación entre la precipitación, la presión de poros (Aleotti, 2004; Wang y Sassa, 2006) y la estabilidad de taludes (Aleotti, 2004) entre otras variables. Según Crozier (1999) el análisis de los umbrales de precipitaciones propuestos por Caine (1980), Moser y Hohensinn (1983), Cancelli y Nova (1985), Wiczorek (1987) y Ceriani *et al.* (1992) son fundamentalmente empíricos, debido a que no toman en cuenta las condiciones locales. En particular, estos modelos no son capaces de discernir entre las diferentes propiedades del suelo o entre las condiciones específicas de las precipitaciones. La metodología de los valores umbrales incluso se ha establecido en la cuenca del río Caramacate, usando los datos de la estación Tiara,

sin tomar en cuenta las características del suelo u otros variables de la precipitación que tienen influencia sobre la ocurrencia de deslizamientos (Guillen, 2006).

Por otro lado, estos valores umbrales, por sí solos, no pueden ser utilizados como el factor determinante para causar deslizamientos, ya que a medida que aumenta la precipitación antecedente (Wieczorek, 1987; Crosta, 1998; Wang y Sassa, 2006; Cannon *et al.*, 2008; Dahal y Hasegawa, 2008; Jakob y Lambert, 2009), varía la conductividad hidráulica (Dhakal y Sidle, 2004), la infiltración (Jaedicke y Kleven 2008), la permeabilidad de suelo y otras propiedades de resistencia, el peso de los materiales, incluyendo la cobertura, e incluso la ocurrencia de un nuevo evento de precipitación relativamente moderado, puede desencadenar los deslizamientos (Rahardjo *et al.*, 2001). Por lo tanto, el uso de umbrales de precipitación solamente, pueden ser considerado como una simplificación de la relación entre las precipitaciones y la ocurrencia de deslizamientos (Aleotti, 2004; Dahal y Hasegawa, 2008).

Adicionalmente se sabe que las precipitaciones no son la causa directa de la ocurrencia de deslizamientos. Este fenómeno también está relacionado con las propiedades hidráulicas, físicas y mecánicas del terreno y otros factores ambientales como la pendiente y la cobertura vegetal (Aleotti, 2004). Es por ello que Keefer (1984), Buchanan y Savigny (1990) y Wilson y Wieczorek (1995) citados por Crozier (1998) recomiendan el uso de modelos hidrológicos, para comprender la influencia de factores locales, tales como la morfología, geología, y las propiedades geotécnicas y geológicas del sustrato e incluso los patrones de fallas (Wang y Sassa, 2006). Cuando los valores umbrales de intensidad y duración, son usados con la permeabilidad del suelo y su espesor, los resultados llegan a ser particularmente importantes (Crosta, 1998). Por lo cual es recomendable tomar en cuenta las características de las áreas donde ocurren los deslizamientos y las áreas donde no ocurren (Chang *et al.*, 2008) y considerar que los valores umbrales cambian de localidad en localidad, e incluso en una misma localidad, cambian en función del tipo de suelo (Crozier, 1998). Por lo tanto estas evaluaciones deben ser tratadas como evaluaciones en sitios específicos.

A pesar de estas recomendaciones Guzzetti *et al.* (2007) sugieren el uso de valores umbrales derivados de valores de duración e intensidad (empíricos) en la operación sistemas de alerta de deslizamiento, donde no se dispone de información local o regional.

Particularmente, el análisis de la lluvia precedente, juega un papel importante en la estabilidad de taludes y en el desencadenamiento de deslizamientos, ya que se ha comprobado que estos ocurren por la infiltración del agua de lluvia (Rahardjo *et al.*, 2001). En este caso, la precipitación no solo es un mecanismo activador de los movimientos en masa, también puede ser considerada un mecanismo acondicionador (Marquez *et al.*, 2008), aunque en algunos casos este efecto no se toma en cuenta (Wang y Sassa, 2006).

Otra forma de establecer las relaciones entre las precipitaciones y los deslizamientos es a través del uso de técnicas estadísticas, pero son pocos los modelos estadísticos que incluyen a las precipitaciones, principalmente por falta de confiabilidad en los datos (Dai y Lee, 2003; Ohlmacher y Davis, 2003; Can *et al.*, 2005.; Yesilnacar y Topal, 2005, Chang *et al.*, 2007). Adicionalmente, estas relaciones no son capaces por sí solas de contribuir a una mejor

comprensión de los procesos físicos de deslizamientos. Actualmente se han desarrollado sencillos modelos de balance hídrico (Godt *et al.*, 2006), tales como el SOMORE (Pla, 1997), que permiten evaluar la condiciones de humedad del suelo antes y durante la ocurrencia de la precipitación activadora, así como umbrales de precipitación relacionados con intensidad-duración. En este caso, los valores de condiciones de humedad deben ser tomados o calibrados en campo (Godt *et al.*, 2006).

En la cuenca del río Caramacate se localizan solo dos estaciones climáticas, una de ellas al Norte y la otra al Sur. Sin embargo, la misma forma parte de la Serranía del Interior, la cual conjuntamente con la Serranía del Litoral, conforman la Cordillera de la Costa Central, razón por la cual, se planteó la posibilidad de establecer el patrón de distribución de las precipitaciones tomando en cuenta un área más amplia. Adicionalmente, debido a la influencia de las precipitaciones en el desencadenamiento de movimientos en masa se analizaron algunos parámetros de la precipitación, con la finalidad de establecer la relación entre estos y la ocurrencia de deslizamientos en el área de estudio.

### **8.3. PROCEDIMIENTO**

#### **8.3.1. Recopilación de información básica**

En el área piloto no se localizan estaciones climatológicas, y en la cuenca del río Caramacate, solo se encuentran las estaciones San Sebastián y Tiara. La Estación San Sebastián (Código de identificación a nivel nacional 2409) se localiza al Sur (Latitud 9°60'34'' y longitud 67° 17' 00'', altitud 330msnm; zona 2) y la estación Tiara (Código de identificación a nivel nacional 1487), se localiza al Norte (latitud 10°,07', 49'' y longitud 67°, 09', 00''; altitud 750 msnm, zona 2).

Para establecer la distribución espacial de la precipitación en el área de estudio se usaron las estaciones pertenecientes al Ministerio del Ambiente (Figura 8.3), localizadas en la cuenca alta del río Guárico (13) y áreas vecinas (29) para un total de 42 estaciones. Estas estaciones no poseen registros desde el año 2003 hasta la fecha. Las mismas fueron seleccionadas en función de la existencia de datos de precipitación diaria, longitud del periodo de registro y calidad de datos climáticos, considerando dentro de los parámetros de calidad un número reducido de datos faltantes, englobados y dudosos (Anexo 8.1). Se usaron estaciones con series homogéneas o no, debido a que en Venezuela el número de estaciones con datos continuos es reducido. En las estaciones seleccionadas se identificaron problemas de calidad de datos: datos dudosos, datos faltantes y falta de homogeneidad de las series. La falta de homogeneidad puede estar asociada a cambios en el emplazamiento de la estación, cambios del equipo de medición o cambios en el entorno, debido al cambio del uso de la tierra por ejemplo. Adicionalmente, para la selección de las estaciones se tomó en cuenta la localización geográfica de la estación. Las estaciones localizadas geográficamente en barlovento o cercanas a las líneas de costa fueron eliminadas de la base de datos, debido a la influencia de esta localización en los datos de precipitación (Johansson y Chen, 2003).

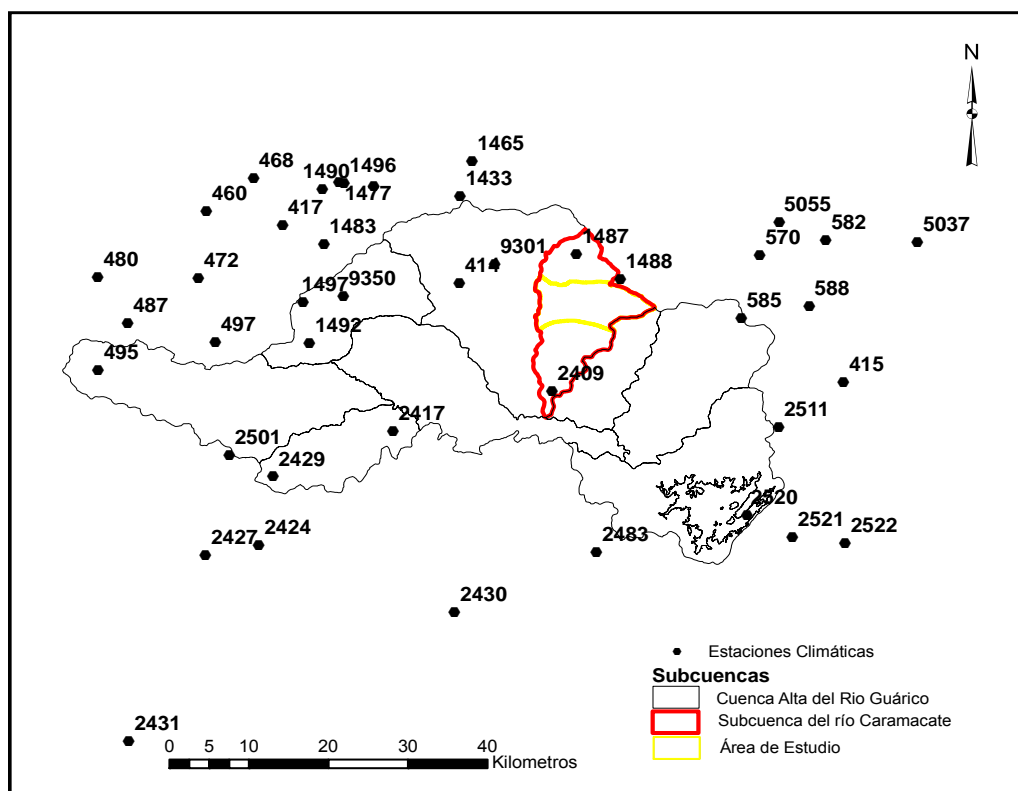


Figura 8.3. Estaciones climatológicas localizadas en la cuenca alta del río Guárico y áreas vecinas.

### 8.3.2. Estimación de la precipitación y del patrón de distribución.

De la base de datos de cada estación climatológica se seleccionaron las estaciones con un mínimo de 10 años de registros continuos. Para cada una de las estaciones, se estimó la precipitación promedio, la mediana y percentil 75, estimados sobre datos diarios (Chau *et al.*, 2004). Cada estación climatológica presenta una breve descripción de su localización, constituida por las coordenadas Este, Norte y la altura. Estos datos se incluyeron en la base de datos y posteriormente se realizó la regresión entre la precipitación promedio, la mediana y percentil 75 y las coordenadas Este, Norte y la altura. La ecuación obtenida a través de la regresión lineal múltiple, se aplicó al resto de área de estudio, con la finalidad de espacializar la precipitación en función de la relación más óptima encontrada, tal como se describe a continuación.

#### 8.3.2.1. Determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación

Con el objetivo de establecer el patrón de distribución de la precipitación dentro del área de estudio, se realizó un análisis regresión lineal multivariante (Johansson y Chen, 2003; Verdu *et al.*, 2006; Guzzetti *et al.*, 2008), por el procedimiento “paso a paso” o stepwise (Marquínez *et al.*, 2003; Guler *et al.*, 2007), que permitió relacionar los datos de precipitación promedio, mediana y percentil 75 de la precipitación, con la UTM Norte (coordenada Y), UTM Este (coordenada X) y la altitud (coordenada Z) del área de estudio. El criterio de entrada y salida de las variables en la

regresión lineal múltiple fue el de un nivel de significancia de  $\alpha = 0,05$ . Este método tiene la ventaja de que una variable seleccionada en un paso, pueden ser eliminada en el siguiente. De esta manera, en un principio todos los variables se introducen en un solo paso y después se eliminan una por una, basándose en los criterios de entrada y salida.

### 8.3.2.2. Espacialización de la precipitación

Para la espacialización de la precipitación (Figura 8.4), se usó la ecuación de regresión múltiple generada con anterioridad y el MDE. Las operaciones de espacialización se realizaron con el programa Arc/Map de Arc/Gis (ESRI, 9.2). El MDE representó directamente los valores de altura. A partir de este, se generó un mapa de puntos en formato vectorial, usando el comando *Raster to point*. El mapa vectorial de puntos representa a cada uno de los pixeles que conforman el MDE. Posteriormente, usando el comando *Xtools pro/Table operations/Add X,Y,Z coordinates* se crearon las columnas de la tabla que corresponden a los valores X (Este) y Y (Norte). Subsiguientemente, a través del comando *Point to Raster* se generaron los mapas *raster* de las coordenadas X (Este) y Y(Norte). Finalmente, con la herramienta *Raster Calculator* se aplicó la ecuación a toda el área de estudio.

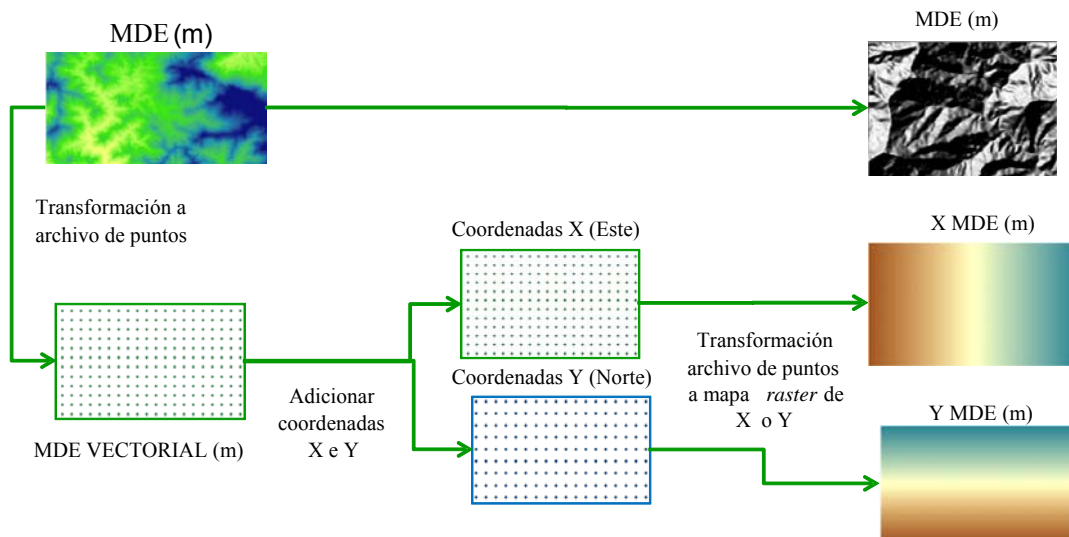


Figura 8.4. Esquema metodológico para la espacialización de la precipitación.



### 8.3.3. Relación de la precipitación con la cicatrices de deslizamientos.

Con la finalidad de relacionar visualmente las cicatrices de deslizamiento con el mapa de distribución espacial de la precipitación, se realizó un despliegue de ambos en Arc/Map de Arc/Gis (ESRI, 9.2).

### 8.3.4. Validación del modelo de regresión lineal múltiple.

Usando la ecuación generada, se predijo la mediana de la precipitación en 19 estaciones climatológicas no usadas para la generación del modelo y localizadas en los alrededores de la cuenca alta del Río Guárico, con menos de 10 años de registro (Seriales; 458, 460, 468, 499, 570, 585, 596, 1461, 1466, 1467, 1471, 1472, 1481, 1484, 1486, 2405, 2419, 2423, 9301) , incluyéndolo en la bases de datos las 42 estaciones utilizadas para la generación del modelo. El resultado se comparó con la mediana de los valores de la precipitación calculada en cada una de éstas, para estimar el poder de predicción del modelo. Con la finalidad de verificar la existencia de tendencias se graficaron los valores de precipitación vs las variables incluidas en el modelo.

### 8.3.5. Caracterización de la precipitación en el área de estudio.

En Venezuela existe variabilidad estacional, inter estacional e interanual de la precipitación. Las causas y la distribución espacio-temporal de estas variabilidades, no son bien conocidas. Sin embargo, los tipos más comunes de variabilidad estacional e interanual están cuantificadas de forma general (Martelo, 2003).

Con la finalidad de caracterizar el régimen anual e interanual de la precipitación se usaron los registros diarios de la Estación Tiara. Esta estación presentó datos englobados, los cuales fueron sustituidos proporcionalmente, por los datos de precipitación, de estaciones cercanas (Cuadro 8.1) siguiendo las recomendaciones de WMO (1998).

Cuadro 8.1. Estaciones cercanas al área de estudio, utilizadas como base para desaglobar los datos de precipitación de la Estación Tiara.

Estación	Serial	Este	Oeste	Altura	Distancia lineal desde el área de	Precipitación Promedio
		(m)	(m)		Estudio	Anual
		(m)		(Km)		(mm)
Hacienda La Emiliana	1488	708 000	1 116 723	909	1,5	1424
San Sebastián	2409				10	1026
Camatagua	2520	729 665	1 082 588	244	33	1028

Una vez sustituidos los datos englobados, y con la finalidad de determinar la irregularidad o concentración de las precipitaciones diarias se calculó la precipitación mensual, anual y el promedio mensual y anual.

Posteriormente, se calculó la media, la mediana (P50), y la desviación típica, el coeficiente de variación mensual y los percentiles, P10, P25, P75 y P90, para cada mes con la finalidad de estimar la variabilidad de los datos. Estos parámetros se estimaron usando el programa Excel. Los percentiles se estimaron por exceso, usando la opción percentil K-ésimo mayor.

Los percentiles P10, P25 y P75; P90 están relacionados con la ocurrencia de eventos extremos. Específicamente los dos últimos, se asocian con la ocurrencia de precipitaciones máximas, las cuales pueden estar relacionadas con el desencadenamiento de movimientos en masa.

Adicionalmente, se estimó la diferencia entre los percentiles 90 y 10, calculados a partir de precipitaciones mensuales y el índice de variabilidad. La diferencia entre los percentiles 90 y 10, muestra la amplitud de la variación mensual.

El índice de variabilidad se calculó como indica la Ecuación 23. (Gibbs *et al.*, 1978).

$$IV = (P90 - P10) / \text{Mediana} \dots \dots \dots (23)$$

Este indica que proporción de la mediana representa el rango (P90-P10); si este rango es muy alto significa que la serie es muy variable. Como criterio de clasificación del IV se usaron los rangos: < 0,5 Baja; 0,5 a < 0,75, baja a moderada; 0,75 a < 1, moderada; 1 a < 1,25, moderada a alta; 1,25 a < 1,50, alta; 1,50 a 1, 75 muy alta y > 1,75 extrema (Martelo, 2003).

En estudios de variación temporal y espacial, las variables tiempo y distancia, pueden ser intercambiadas. Antes del desarrollo de la geoestadística se solía utilizar técnicas de análisis de series de tiempo en estudios de variación espacial (Webster y Oliver, 1992). En este trabajo, por el contrario, se usaron métodos geoestadísticos para caracterizar la variación temporal de la precipitación a escala mensual y anual. Para este propósito se sustituyó el vector de distancia y dirección del variograma y kriging por un vector de tiempo con dos direcciones 0° para meses y 90° para años (Cortéz *et al.*, 2005). Posteriormente se determinó la semivarianza total en las direcciones 0° y 90° usando el programa Variowin (Pannatier, 1996). A partir de estos resultados se elaboraron los variogramas experimentales, los cuales se ajustaron a modelos teóricos por el método de los mínimos cuadrados, con lo cual se obtuvo la amplitud de dependencia temporal de los datos. Para estimar la variación en el tiempo se utilizó el método de kriging ordinario en bloques de 0.1 años.

Para el establecimiento de los meses más propensos a la ocurrencia de deslizamientos, se determinaron los periodos prehúmedos, húmedos y posthúmedo, el número de días húmedos por mes (días con PP > 1 mm), la secuencia de días húmedos por mes (días consecutivos con PP, contados a partir de 1958), y los P50, P75 y P90 basados en precipitaciones diarias y mensuales.

Para establecer los periodos de humedad se estimó la evapotranspiración diaria (ET0) por medio de la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1965), integrada en el módulo climático del software EPIC. Como información de referencia para la generación de estos valores, se usaron los datos de la estación Camatagua (729 665 Este, 1 082 588 Norte; altitud 244 m, zona 2, Código de identificación a nivel nacional 2520), que presentó registros de temperatura mínima y máxima diarias, insolación, humedad relativa y velocidad del viento a 0,65m.

La insolación promedio mensual estimada a partir de datos diarios, fue usada para estimar la radiación neta (Ecuación, 24), usando los coeficientes de Angstrom.

$$Radiación\ neta = C_2 \times (D_2 + E_2) \times F_2 / 0,0412 \dots\dots\dots (24)$$

$C_2$  = Radiación Extraterrestre tabulada ( $Mj/m^2/dia$ )

$D_2$  = Coeficiente intercepto

$E_2$  = Pendiente

$F_2$  = Fracción de insolación

Los datos de velocidad de vientos a 0,65 m se ajustaron de acuerdo al gradiente de velocidades a velocidad del viento a 10m (Ecuación, 25).

$$V_{10} = V_{0,65} \times Ln(10/0,03) / Ln(0,65/0,03) \dots\dots\dots (25)$$

A partir de la ET0 diaria se calculó la ET0 mensual y la ET0/2 para establecer los periodos, Prehúmedo ( $PP > ET0/2$ ;  $PP < ET0$ ), húmedo ( $PP > ET0$ ), Posthúmedo ( $PP < ET0$ ;  $PP > ET0/2$ ), utilizando los datos de precipitación de la estación Tiara.

### 8.3.6. Precipitaciones y eventos extraordinarios.

Para la evaluación del efecto de las precipitaciones sobre la propensión u ocurrencia de deslizamiento es necesario determinar eventos climáticos extraordinarios, que muchas veces son responsables de la pérdida de suelo por la erosión, las inundaciones y los deslizamientos. Estos eventos incluyen precipitación máxima diaria en cada mes; precipitación máxima mensual en cada año determinadas a partir de datos diarios; la precipitación máxima anual determinada a partir de la precipitación máxima mensual; el máximo número de días húmedos (precipitación mayor a 1 mm) mensuales y anuales y el máximo número de días húmedos consecutivos, que comprende el número de días continuos con precipitaciones mayores a 1 mm, contados a partir del primero de enero de 1958 hasta diciembre del 2000.

Posteriormente y con la finalidad de evaluar eventos extremos se determinaron los percentiles P90, P75 y P50 de estas variables.

Adicionalmente se determinó el tiempo de retorno para los valores de precipitación máxima diaria aplicando la distribución de Gumbel.

## 8.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

### 8.4.1. Estimación de la precipitación.

En el 98 % de las estaciones seleccionadas, se utilizó un periodo de registros de precipitación de más de diez años continuos, Estas estaciones presentaron pocos problemas de calidad de datos, debido a que se trabajó con valores anuales de precipitaciones, para estimar la precipitación promedio, mediana y percentil 75 (Anexo 8.2), para cada estación climatológica. Sin embargo, no todos las estaciones presentan periodos comunes de recolección de datos de precipitación (Anexo 8.1).

### 8.4.2. Determinación del patrón de distribución geográfica de la precipitación

El análisis de regresión lineal multivariante dio como resultado un polinomio lineal (Cuadro 8.2). La mediana como variable dependiente presentó un mejor ajuste que el promedio y el P75. El modelo incluyó las variables: Norte (m), Este (m) y altitud (m). Aunque la variable Norte, no fue significativa, su eliminación afecta el ajuste final del modelo.

Cuadro 8.2. Parámetros de la ecuación de regresión múltiple generada usando la mediana de la precipitación anual como variable dependiente.

Parámetro	Estimación	Error Estándar	Estadístico T	P-Valor
Constante	-1141,64	1629,01	-0,700815	0,48
Este	0,00187	0,0007	2,45182	0,01
Norte	0,00063	0,0013	0,465375	0,64*
Altitud	0,56	0,101	5,54053	0,00

\* señala el P-valor de la variable Norte

El modelo obtenido a partir de la regresión múltiple (Cuadro 8.2) tiene la siguiente forma (Ecuación, 26):

$$P_{mediana} = -1141.64 + 0.00187337(UTM\ este) + 0.000632059(UTM\ norte) + 0.564876(Altitud) \dots\dots\dots (26)$$

Donde: UTM Este y Norte corresponden a las coordenadas geográficas en metros y Altitud corresponde a la altura en metros. El coeficiente 0,00187 en la variable Este, muestra que cada 1000 metros hacia el Este de la cuenca alta del río Guárico, se produce un aumento de 1,87 mm en la precipitación, respecto a la mediana de la cuenca. Se concluye que la variación vertical o de altura del sitio tiene mayor influencia en la precipitación que sus coordenadas Este-Oeste y Norte-Sur. La variación Este-Oeste es tres veces mayor que la Norte-Sur pero la variación por efecto de la altitud es 300 veces mayor que la primera.

Este modelo explica solo un 46,5% (R2) de la variabilidad espacial de la precipitación (Cuadro 8.3). Por lo cual, es evidente que hay factores no considerados dentro de la ecuación, posiblemente relacionados con la velocidad o dirección del viento, cambios bruscos de la topografía, o a cambios de la cubierta vegetal. El R2 ajustado (menos optimista) explica el 42,3% de la variabilidad, Este toma en cuenta el tamaño de la muestra y el número de variables de predicción (Marquínez *et al.*, 2003), por lo cual es más adecuado. El error estándar muestra que la desviación estándar de los residuales es de 144,05 y el estadístico de Durbin-Watson muestra que no hay autocorrelación en los residuos.

Cuadro 8.3. Resultados del análisis de regresión múltiple usando la mediana de la precipitación anual como variable dependiente.

R2	R2 (ajustado)	Error estándar de los residuales	Error medio absoluto	Estadístico de Durbin-Watson
46,5 %	42,3%	144,05	112,84	1,60 (P=0,0781)

Adicionalmente el P-Valor del análisis de varianza (Cuadro 8.4), es inferior a 0,01, por lo que hay una relación estadísticamente significativa entre las variables seleccionadas por el modelo a un nivel de confianza de 99%.

Cuadro 8.4. Análisis de la varianza.

	Sumatoria de cuadrados	Grados de libertad	Cuadrado medio	F	P- Valor
Modelo	717 619,0	3	239 206,0	11,53	0,00
Residual	830 066,0	40	20 751,6		

A pesar de que el R<sup>2</sup> del modelo no explica completamente la variabilidad de las precipitaciones en el área de estudio, el resultado puede ser utilizado para estimar la precipitación en las zonas donde no hay estaciones cercanas y donde la topografía tiene una gran influencia en la precipitación (Marquínez *et al.*, 2003). Sin embargo, para estudios futuros es necesario evaluar la influencia del uso y cobertura del suelo, la pendiente, la orientación, la altura, ET<sub>0</sub> y retención de humedad.

#### 8.4.3. Espacialización de la precipitación.

Al comparar el patrón y magnitud de estos resultados, con los encontrados por Vilorio *et al.*, (2005), al realizar el mapa de isoyetas del área de estudio a partir del percentil 50 de la precipitación, se encontró que éste presenta la misma tendencia, revelando el papel del efecto orográfico (Tang *et al.*, 1998; Brunson, 2001; Aldrian y Djamila, 2008); aunque los resultados del modelo de regresión muestran un mayor detalle espacial (Daly *et al.*, 2003) debido a que se usó un MDE de mayor resolución para espacializar la precipitación, tal como se muestra en las Figuras 8.5 y 8.6.

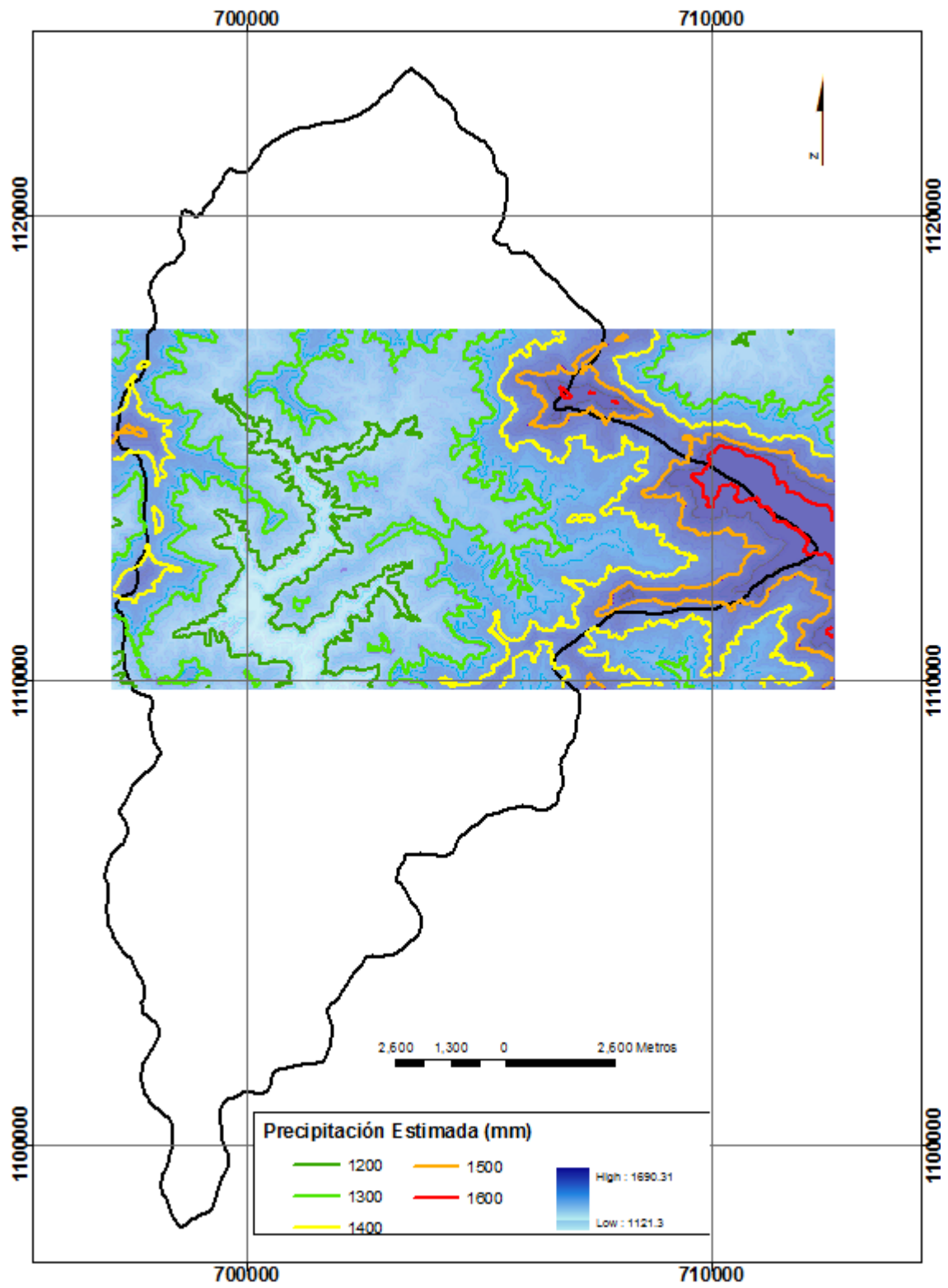


Figura 8.5. Mapa de Isoyetas y de la mediana de la precipitación, estimada en función de la regresión generada para el área de estudio, considerando la longitud, latitud y altura del terreno.

Como se observa en la Figura 8.6, el mapa de distribución espacial de la precipitación, elaborado por Vilorio *et al.*, 2005, presentó una resolución espacial que no permite discriminar entre rangos de precipitación dentro del área de estudio, debido a que para su elaboración se usó una interpolación por Kriging ordinario de bloques, con una cuadrícula de 500 x 500 m.

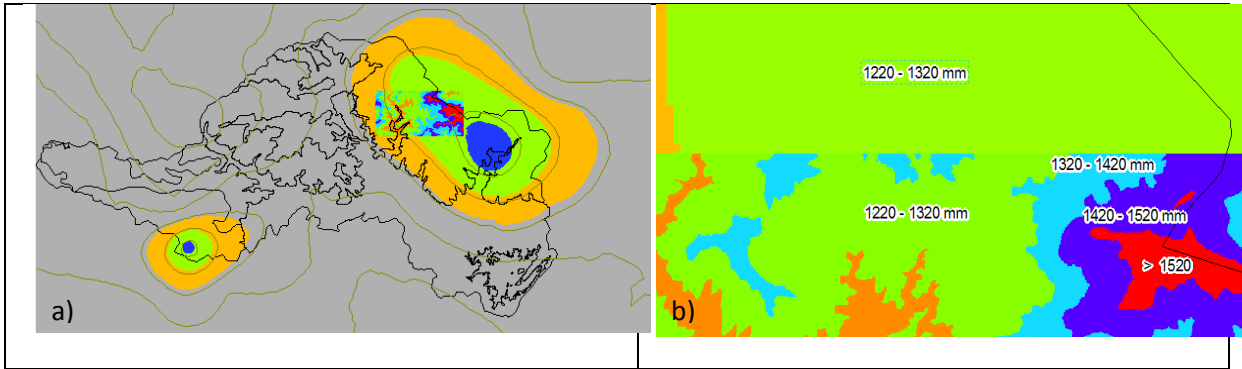


Figura 8.6. Comparación visual del mapa de isoyetas desarrollado por Vilorio *et al.*, 2005 y el mapa producto de la regresión lineal múltiple. En la Figura 8.6a) se compara la tendencia de la precipitación a aumentar con la altitud y en sentido Este, En la Figura 8.6b) se muestra el detalle alcanzado con la aplicación del modelo de regresión múltiple.

#### 8.4.4. Relación de la precipitación con la cicatrices de deslizamientos.

Visualmente, se encontró que la mayoría de las cicatrices de deslizamientos levantadas en imágenes de los años 1992 y 2008, se concentran entre las isoyetas de 1300 y 1400mm determinadas a partir de los valores de precipitación estimada (Figura 8.7).

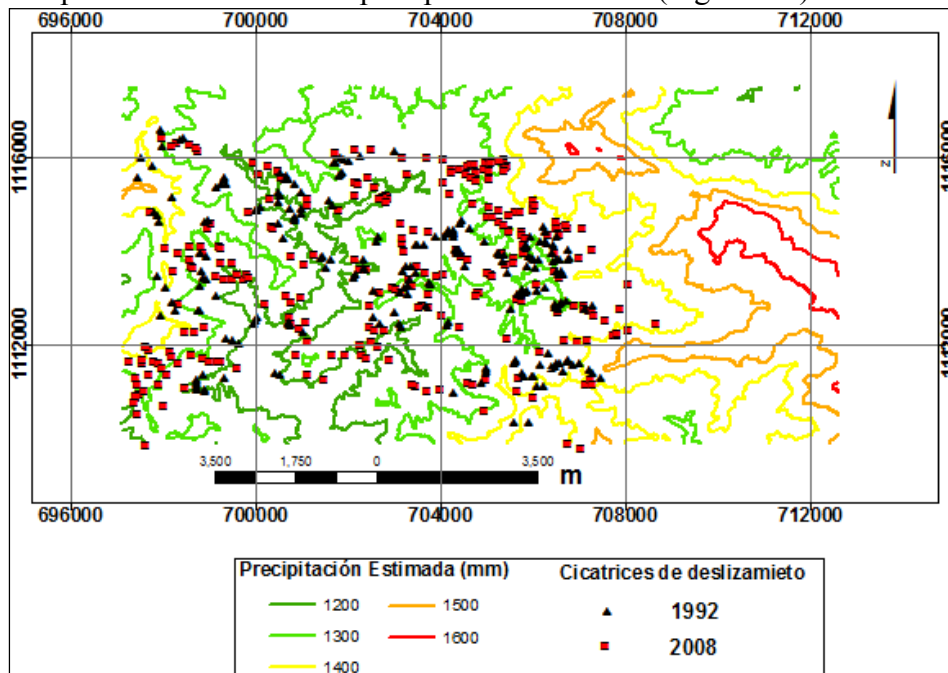


Figura 8.7. Distribución de cicatrices de deslizamientos en el área de estudio vs valores de precipitación estimada.

### 8.4.5. Validación del modelo de regresión lineal múltiple.

Para la validación del modelo generado se utilizaron un total de 57 estaciones localizadas en la cuenca alta del río Guárico y sus alrededores, 19 de estas no fueron usadas para generar el modelo. Se confrontaron los valores estimados con los valores medidos (Figura 8.8), generando posteriormente la línea tendencia. El  $R^2$  presentó un ajuste de 62%. Los resultados muestran que la influencia de la elevación y la ubicación geográfica de las estaciones puede variar a lo largo de la cuenca alta del río Guárico, Gran parte de la varianza permanece sin explicación o es el resultado de una variación aleatoria verdadera.

Adicionalmente se puede inferir que existen otras variables explicativas que no fueron incluidas en el modelo que influyen en las variaciones espaciales, Para visualizar este efecto se graficó la precipitación vs la altura (Figura 8.9), y las coordenadas Este y Norte (Figuras 8.10 y 8.11). Como puede observarse la relación entre la precipitación y las variables altura, Norte y Este por separado es muy baja, lo cual demuestra que existe una sinergia al usar regresión lineal múltiple para estimar el patrón de la precipitación.

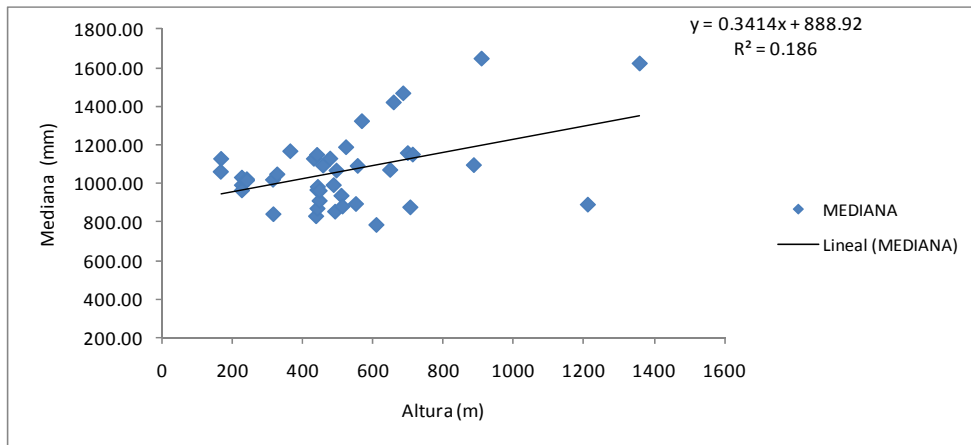


Figura 8.8. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la altura.

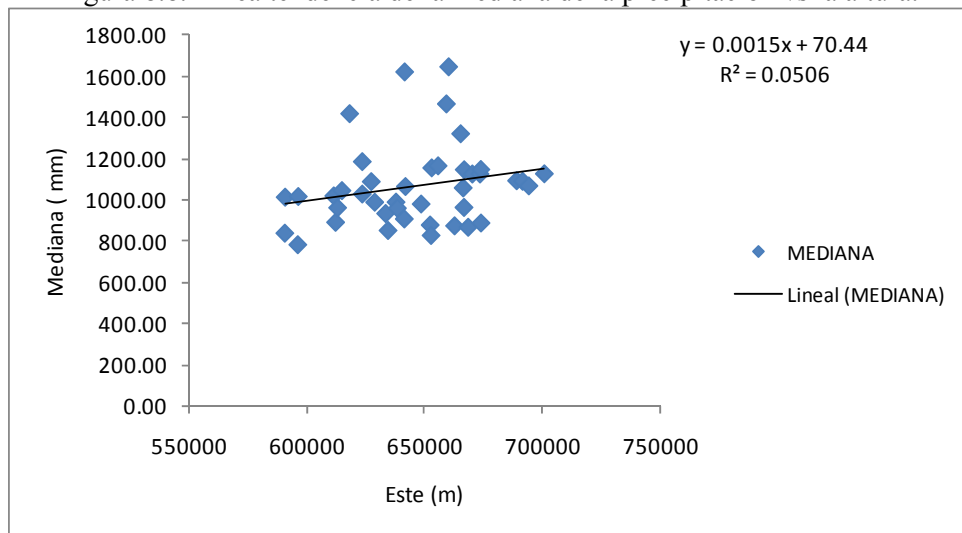


Figura 8.9. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la coordenada Este.



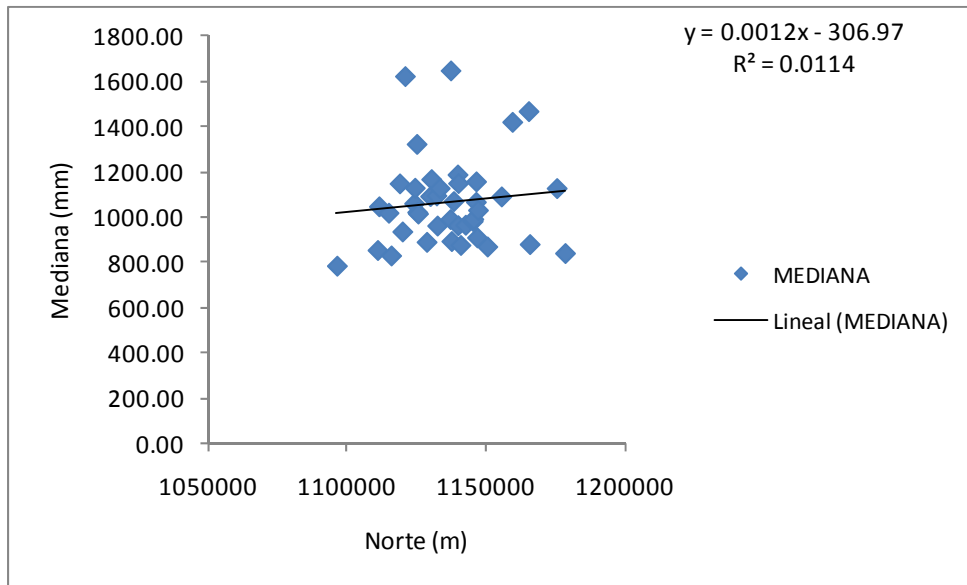


Figura 8.10. Línea tendencia de la mediana de la precipitación vs la coordenada Norte.

La comparación grafica de los valores de la mediana de la precipitación de las 42 estaciones usadas para el análisis, tomando en cuenta el error estándar (diferencia promedio entre los valores observados y los estimados), revela que la amplitud del error es muy variable, por lo que la disparidad entre los valores observados y los estimados es alta. Por consiguiente, el grado de precisión de la ecuación de regresión es bajo (Figura 8.11).

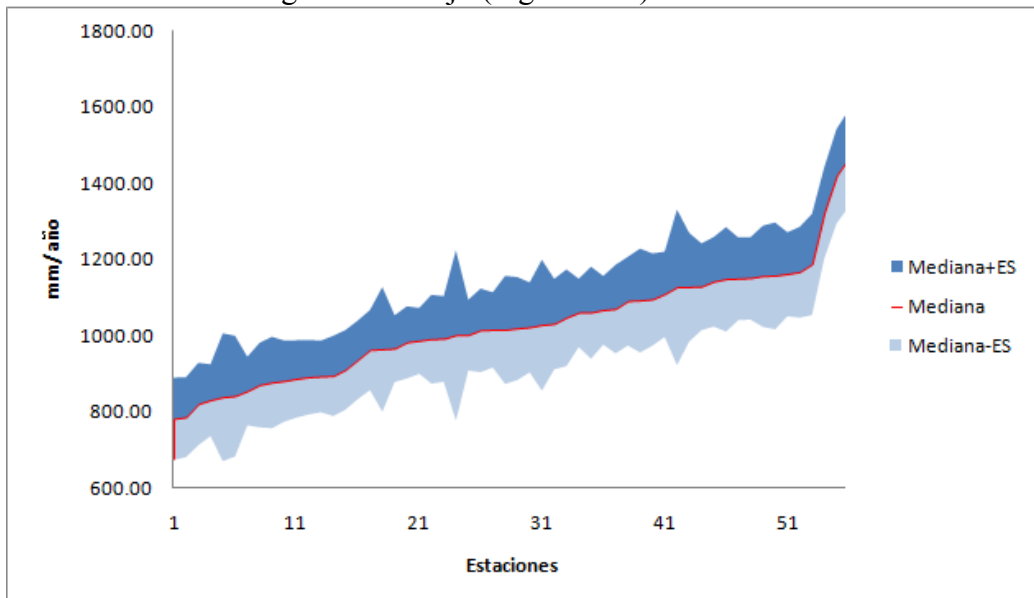


Figura 8.11. Mediana de la precipitación y error estándar en las estaciones usadas para la validación.

La ecuación puede ser utilizada para estimar la precipitación en las zonas donde no hay estaciones cercanas y donde la topografía tiene una gran influencia en la precipitación, pero para evaluar el riesgo, es conveniente no usar datos promedios tal como lo establece Martelo (2003), ya que en este caso, es necesario evaluar la variabilidad, estacional, inter estacional e interanual.

#### 8.4.6. Caracterización de la precipitación en el área de estudio.

La Figura 8.12, muestra la variabilidad interanual de la precipitación anual para un periodo de 42 años (1958-2000) en la estación Tiara. La precipitación media es de 1210 mm, encontrándose precipitaciones anuales mínimas de 829 mm (2000) y máximas de 1918 mm (1981).

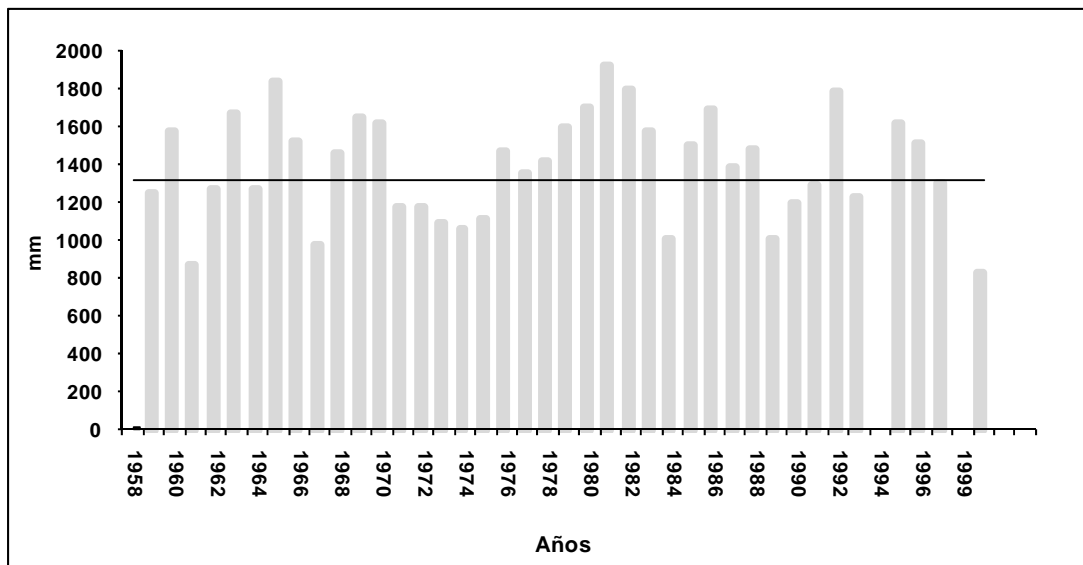


Figura 8.12. Precipitación anual de la estación Tiara desde 1958 hasta 2000.

La Figura 8.13, muestra que la precipitación mensual es sumamente variable a lo largo del año, presentando mayor variación los meses de mayo a octubre. La alta variabilidad se infiere de las diferencias entre P90 y P10 que muestran la amplitud de la variación mensual (Cuadro 8.5).

Adicionalmente en estos meses, se presenta el mayor número de días con lluvia o días húmedos ( $PP > 1\text{mm}$ ) (Figura 8.14). Estos valores evidencian que las lluvias tienden a concentrarse en algunos periodos del año. Si en estos periodos, el suelo presenta contenidos de humedad cercanos a capacidad de campo y ocurren precipitaciones excepcionales, podrían presentarse condiciones que incrementen la tendencia a la ocurrencia de deslizamientos.

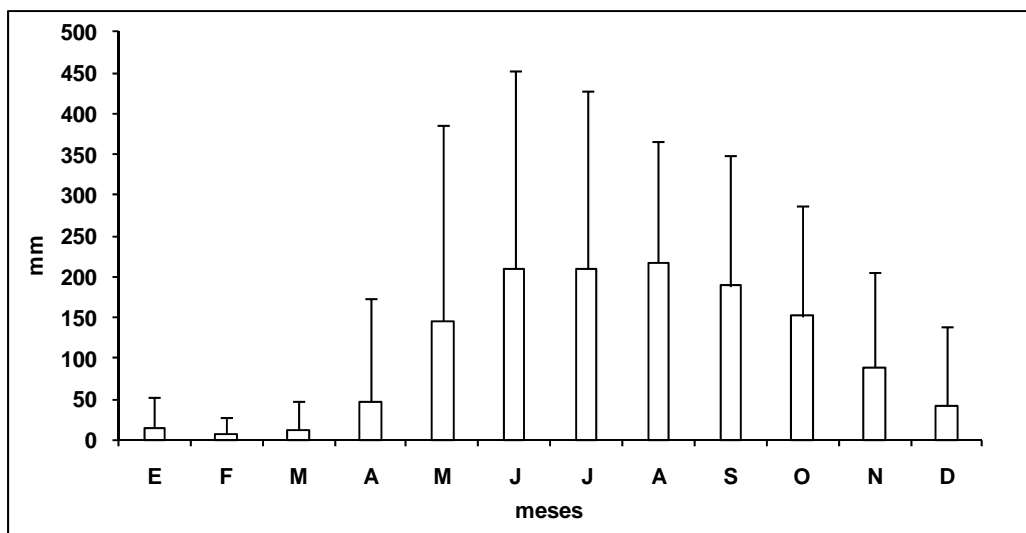


Figura 8.13. Precipitaciones medias mensuales y diferencias entre P90-P10 de las precipitaciones registradas en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000.

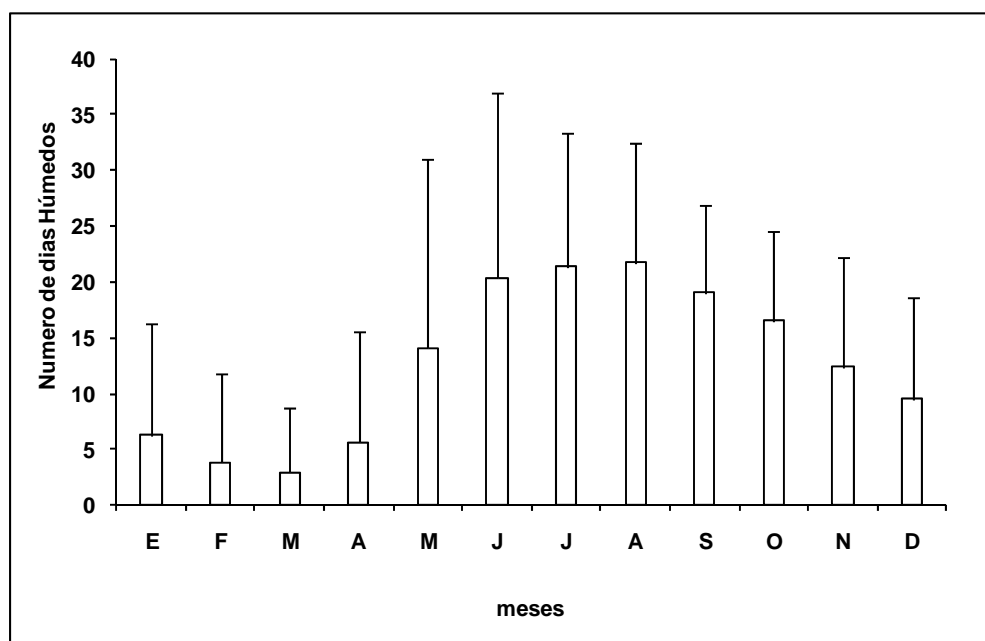


Figura 8.14. Número de días húmedos y diferencias entre P90-P10, en la Estación Tiara, desde 1958 hasta el 2000.

Esta variación se presenta en cada uno de los meses a lo largo de los años. A manera de ejemplo se graficó la precipitación mensual para los meses de junio y diciembre (Figuras 8.15 y 8.16), las cuales muestran la incertidumbre ligada a la variabilidad interanual para un mes húmedo (junio) y un mes seco (diciembre).

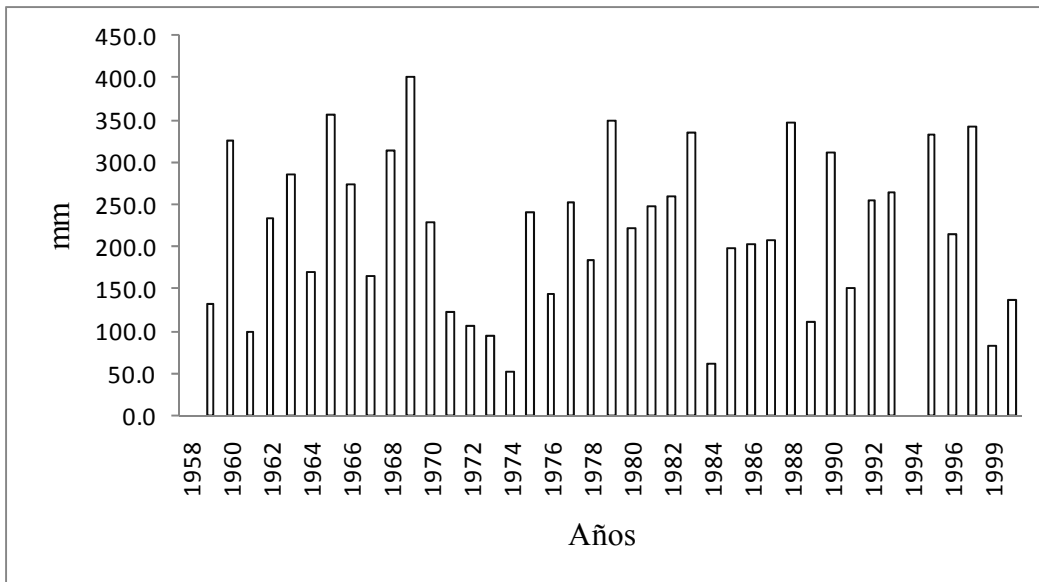


Figura 8.15. Precipitación mensual registrada en el mes de junio en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000.

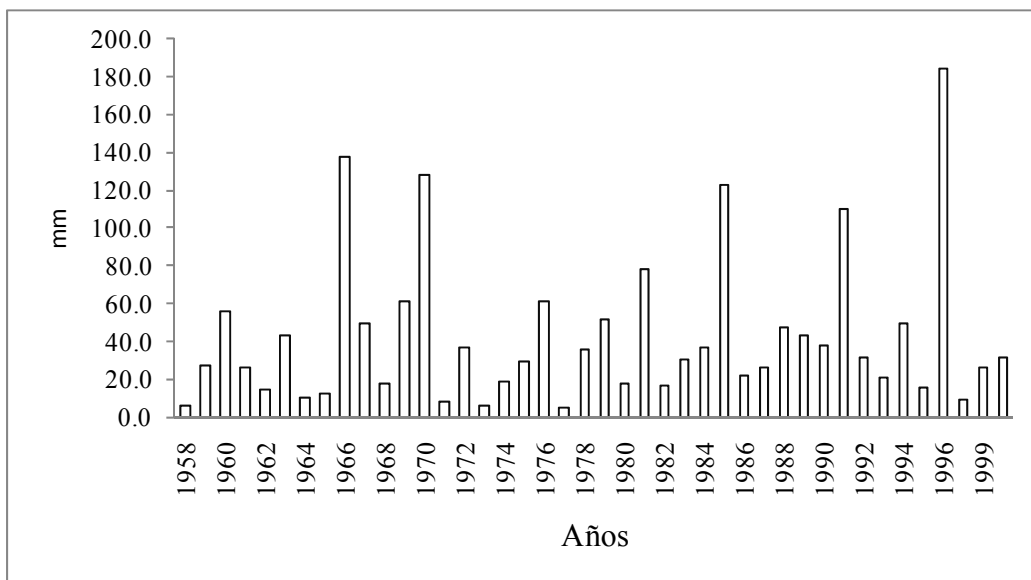


Figura 8.16. Medias mensuales de las precipitaciones registradas en el mes de diciembre en la Estación Tiara desde 1958 hasta el 2000.

El coeficiente de variación anual alcanzó 21% (Cuadro 8.5). Sin embargo, al determinar los valores de este índice mes a mes se encontró que estos valores son más altos en el periodo seco, (diciembre a abril) por lo cual se que este índice no refleja realmente la variabilidad.

Las diferencias entre P90-P10 mostraron de mejor manera la variabilidad de los valores de precipitación (Cuadro 8.5). En este caso se encontró menor variación en los meses más secos, presentando mayor estabilidad el mes de febrero (valor de diferencia más bajo). Posteriormente

esta diferencia presentó un aumento típico de meses húmedos y un comportamiento decreciente a partir del mes de septiembre, pero con valores reales más altos (Figura 8.14).

El índice de variabilidad (IV) indica que la variabilidad anual es baja a moderada. Pero en el periodo seco se presentó alta variabilidad, siendo los meses más variables diciembre, enero, febrero, marzo y abril, con los valores más altos los meses de marzo y abril, los cuales pueden ser considerados meses de transición. Este comportamiento se debe a la dependencia de este índice de la mediana, de manera que cuando ésta es menor, variaciones absolutas pequeñas, resultan relativamente grandes. Razón por la cual se consideró, que la diferencia P90-P10 es un índice más confiable para seleccionar el periodo a evaluar.

No obstante, los valores del índice de variabilidad obtenidos para estos meses (marzo y abril) indican, que realmente es muy difícil encontrar relación entre los valores de precipitación y otras variables climáticas, debido a la variabilidad extrema o, a que en estos meses existen eventos meteorológicos contrapuestos.

Sin embargo, de acuerdo a estos resultados, los meses más frecuentemente húmedos son junio, julio, agosto, septiembre y octubre, los cuales presentan una variabilidad moderada ( $0,7 < 1,5$ ). Esto permite inferir, que se pueden hacer pronósticos más seguros de ocurrencia de deslizamientos en estos meses, porque son más fácilmente predecibles que los meses con mayor variabilidad.

Cuadro 8.5. Estadísticos básicos de la Estación Tiara para cada mes y anual.

Meses	Media	Mediana	Desviación Típica	CV (%)	P10	P 25	P75	P90	P90-P10	IV	Clasificación del IV
	mm				mm						
Enero	15,5	10,6	23,1	217,9	0,6	3,7	20,2	38,3	37,7	3,6	Extrema
Febrero	7,9	4,3	13,7	317,6	0,0	1,1	9,1	19,7	19,7	4,6	Extrema
Marzo	13,1	3,4	27,6	825,0	0,0	0,8	16,1	35,6	35,6	10,6	Extrema
Abril	47,2	15,3	73,8	483,7	0,0	5,8	84,6	127,1	127,1	8,3	Extrema
Mayo	145,7	141,4	120,6	85,3	30,6	68,4	211,4	271,7	241,1	1,7	Extrema
Junio	209,9	225,5	100,6	44,6	99,7	143,2	292,7	343,4	243,7	1,1	Moderada a Alta
Julio	210,4	228,4	106,6	46,7	102,6	170,6	285,1	320,0	217,4	1,0	Alta
Agosto	217,6	207,0	110,5	53,4	149,9	180,3	274,5	297,8	147,9	0,7	Moderada
Septiembre	183,5	181,2	84,0	46,4	111,9	139,8	231,0	264,4	152,5	0,8	Moderada
Octubre	152,3	162,9	55,4	34,0	82,5	126,6	190,9	217,3	134,8	0,8	Moderada
Noviembre	88,9	76,2	103,3	135,6	37,0	51,5	110,0	154,3	117,2	1,5	Muy alta
Diciembre	42,9	31,0	46,2	149,0	9,3	18,0	49,6	106,5	97,2	3,1	Extrema
Anual	1322, 1	1413,2	278,9	21	1006,9	4	1185, 1	1604, 3	1713, 706,7	0,5	Baja a moderada

### 8.4.6.1. Distribución temporal de la variación de la precipitación en la estación climatológica Tiara

Los variogramas experimentales (Figura 8.17) y los modelos teóricos ajustados a esos variogramas (Figura 8.18) revelan que existe una determinada estructura en la variación temporal de la precipitación en la estación climatológica Tiara. Esto es, existe una dependencia temporal en los valores de precipitación porque registros sucesivos están correlacionados entre sí dentro de un intervalo de tiempo determinado. Esto confirma lo que cualquier persona percibe en forma intuitiva con relación a la precipitación mensual. El variograma experimental mensual (Figura 8.17 a) muestra una máxima semivarianza ( $\gamma(h)$ ) a los cinco meses, lo cual se corresponde con la estacionalidad de la precipitación. El modelo teórico ajustado a este variograma (Figura 8.18 a y Cuadro 8.6) indica que existe una dependencia temporal de 5,6 meses dentro de un mismo año. El componente nugget (semivarianza mínima), sugiere que se presenta una microvariabilidad no explicada por las observaciones utilizadas (Arrouays *et al.*, 2000).

En el caso de la variación anual, se observó un incremento de la semivarianza con el tiempo (Figura 8.17 b). No se observó estabilización, debido posiblemente a que se dispone de solo 42 años de registros. Sin embargo, el variograma mostró un comportamiento que se repite cada 5 años, aproximadamente. A este variograma se le ajustó un modelo esférico con 5,3 años de alcance (Figura 8.18 b y Cuadro 8.6).

El nugget relativo, cuya magnitud es una expresión del grado de dependencia temporal que existe entre las observaciones, indica mayor dependencia de la precipitación mensual en comparación con la precipitación anual (Cambardella *et al.*, 1994). Los valores del umbral indican que las variaciones intraanuales son mayores que las interanuales.

Cuadro 8.6. Parámetros del semivariograma de precipitación.

Variable	Modelo	Nugget (mm <sup>2</sup> )	Umbral (mm <sup>2</sup> )	Alcance tiempo	Nugget relativo (%)
Precipitación anual	Esférico	2 520	9 607,2	5,33	26
Precipitación mensual	Esférico	2 160	12 000,0	5,6	18

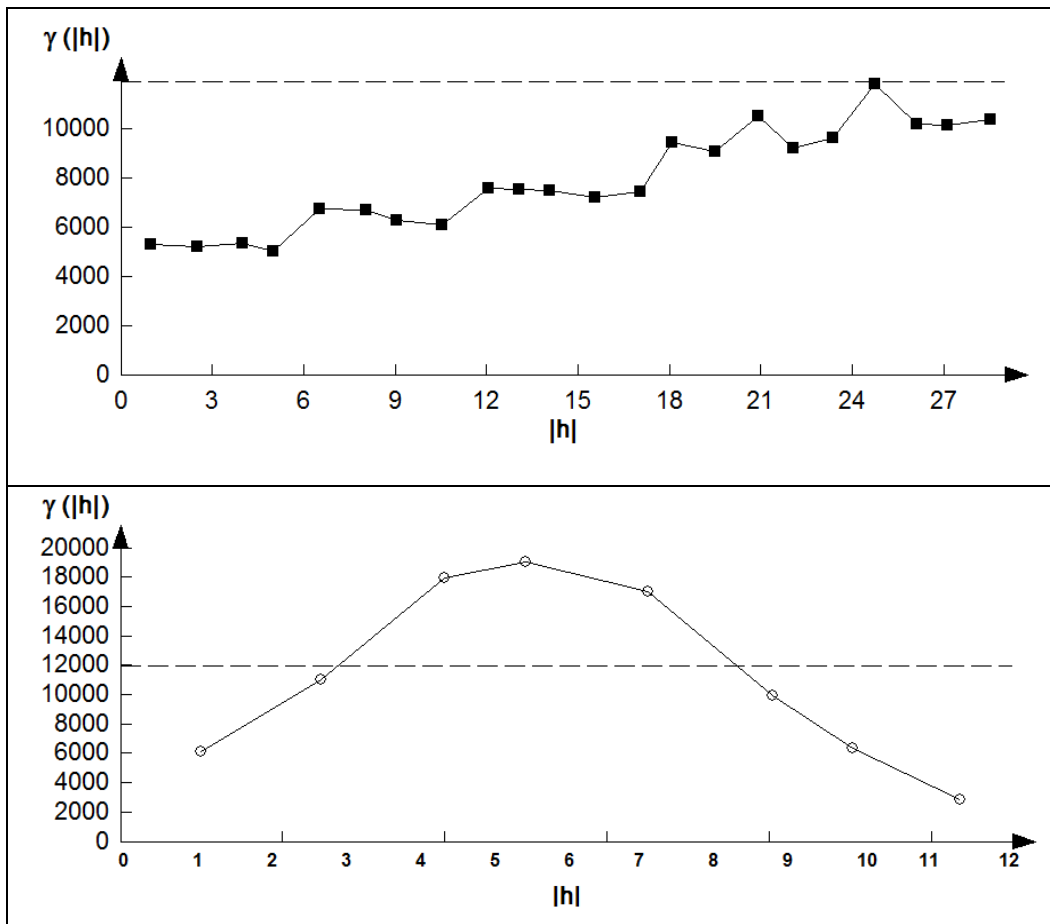


Figura 8.17. Semivariogramas mensual (a) y anual (b) de la precipitación de la Estación Climática Tiara (1958-2000).

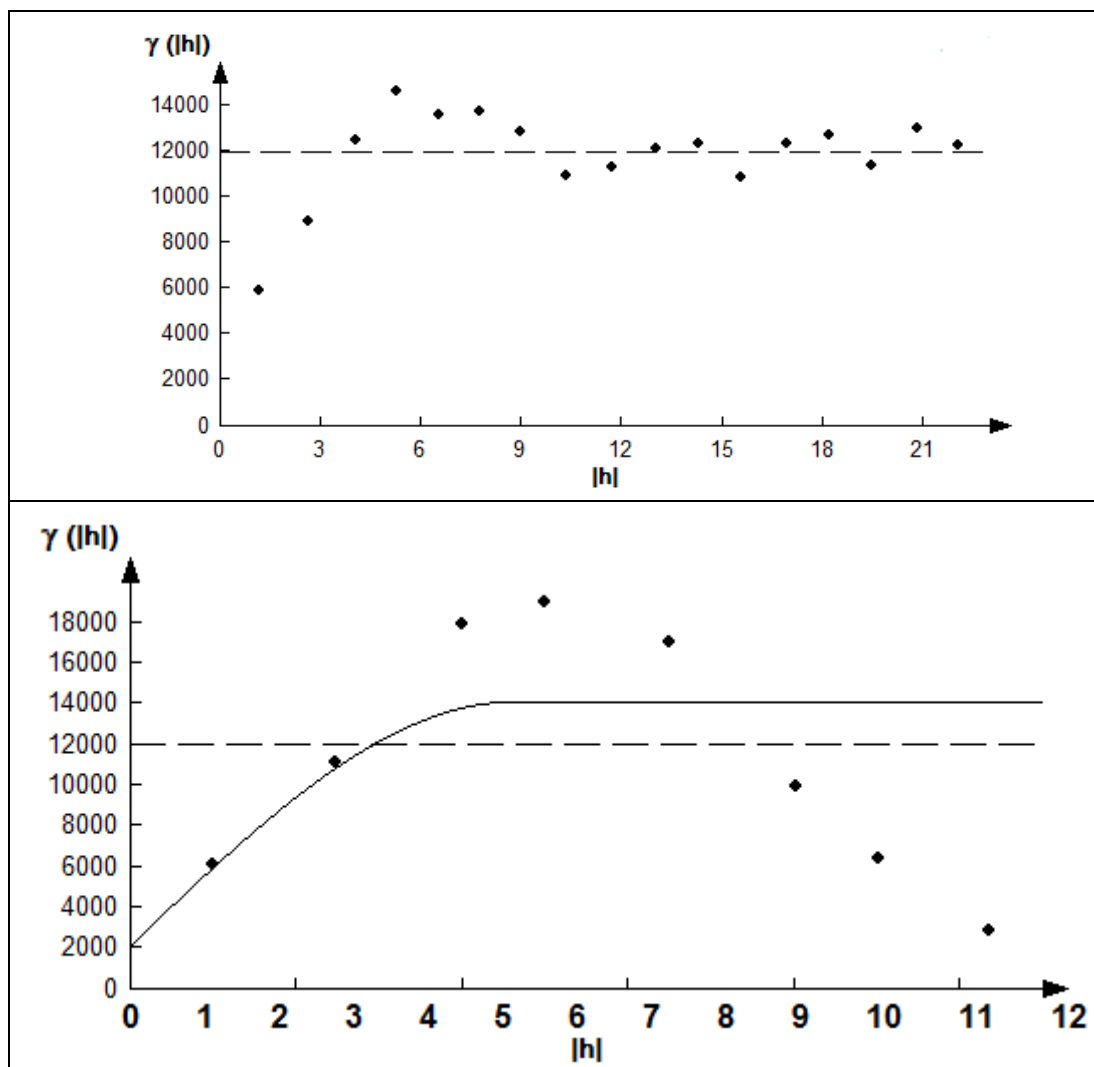


Figura 8.18. Modelos de ajuste de los variogramas mensual(a) y anual (b) de la precipitación en la Estación Climática Tiara (1958-2000).

La Figura 8.19 muestra el resultado de una interpolación por kriging de los registros de precipitación, con base en los modelos de variogramas indicados en el Cuadro 8.6. El eje Y muestra que la precipitación es mayor entre los meses cinco y once, lo cual se corresponde con su comportamiento estacional. En el eje X, se observan valores máximos de precipitación que se presentan en forma repetitiva en uno o varios meses de los años 1963, 1969, 1975, 1981, 1987, 1993 y 1999. A lo largo de la secuencia se observan algunas épocas más secas (por ejemplo 1971-1975, 1988-1992) y otras más húmedas (por ejemplo 1963-1966, 1968-1971), aunque su periodicidad no es claramente predecible. En función de este comportamiento se pueden establecer fechas críticas de evaluación para determinar el efecto de la máxima variabilidad en la ocurrencia de deslizamientos.



Por ejemplo, en el año 1971, precedido por un periodo de máxima precipitación, se encontró una mayor densidad de cicatrices de deslizamientos (4,4/km<sup>2</sup>, Cuadro 7.3) que en el año 1992 (2,5/km<sup>2</sup>), el cual fue precedido por años más secos, a pesar de que en 1992 se observó un número mayor de cicatrices activas en comparación con el año 1971. Esto puede obedecer a cambios en el uso de la tierra (sobrepastoreo).

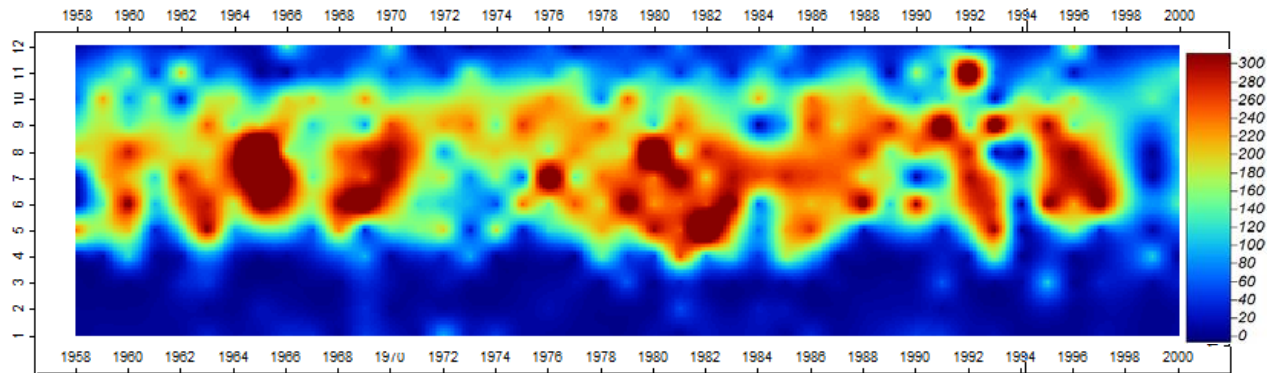


Figura 8.19. Distribución de la variabilidad anual y mensual de la precipitación de la Estación Climática Tiara (1958-2000).

#### 8.4.6.2. Meses más propensos a la ocurrencia de deslizamientos.

La comparación de los resultados mostrados en el Cuadro 8.5 con la Figura 8.20 indica que en el periodo húmedo (mayo-octubre), el coeficiente de variación disminuye, presentando los valores más altos los meses de abril y noviembre, que corresponden a los meses de transición de prehúmedo a húmedo, y húmedo a posthúmedo. En este periodo las diferencias entre el P90 y P10 presentan los valores más altos. Los valores máximos de precipitación corresponden a los meses de junio a septiembre. Las precipitaciones registradas en estos cuatro meses representan el 62% de la precipitación total anual. El porcentaje de precipitación para los periodos prehúmedo (abril-mayo), húmedo (mayo-noviembre) y posthúmedo (noviembre-diciembre) es de 17, 61 y 21 % respectivamente (Figura 8.20). Aunque el periodo húmedo, sería el periodo más propenso a deslizamientos, es conveniente incluir en la evaluación el periodo posthúmedo, debido a que para ese momento el suelo presenta humedad almacenada y precipitaciones relativamente pequeñas pueden hacer que el material se sature.

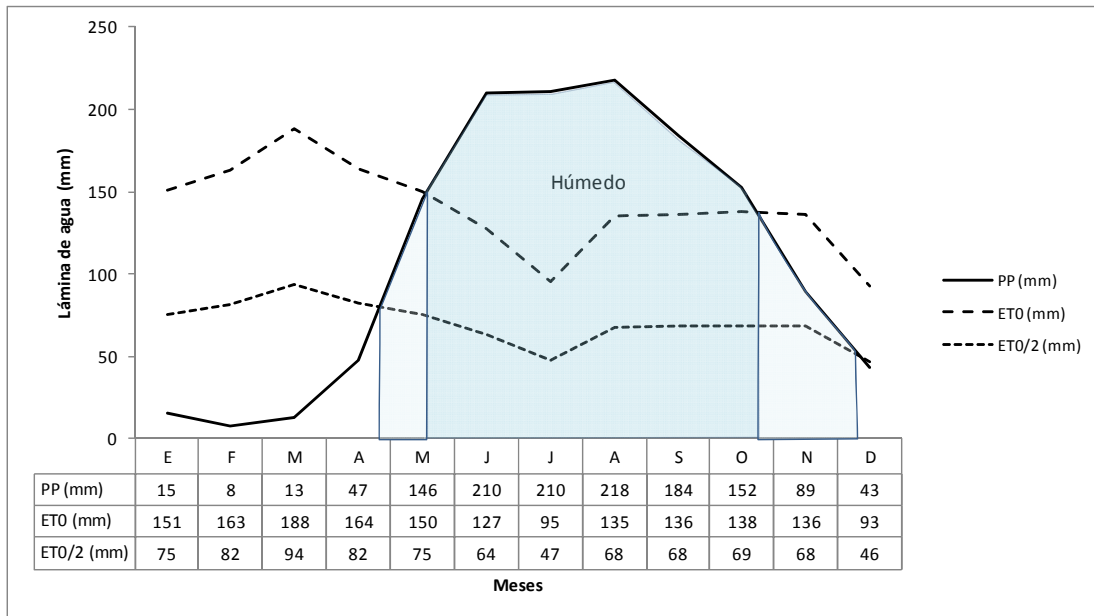


Figura 8.20. Periodos de humedad basados en los promedios mensuales de 42 años de registros de la estación climática Tiara.

Con la finalidad de contrastar la presunción de que en estos dos periodos, se debería concentrar la evaluación de la ocurrencia de deslizamientos, se muestra en la Figura 8.21 el promedio y los valores de P50, P75 y P90 de las precipitaciones diarias para cada mes. Los meses con mayor probabilidad de valores extremos, según el percentil 75 y percentil 90 de la precipitación, corresponden a los meses que conforman el periodo húmedo (mayo-octubre). En este periodo, el mes que presentó valores más altos para ambos percentiles corresponde al mes de junio con 10 mm y 22 mm respectivamente.

La Figura 8.22 muestra el promedio, los P50, P75 y P90 y el valor máximo de las precipitaciones mensuales, las cuales presentan un comportamiento similar al descrito anteriormente. Igualmente, el mes de junio presentó los valores más altos para los percentiles 75 (92,7mm) y 90 (343,4mm).

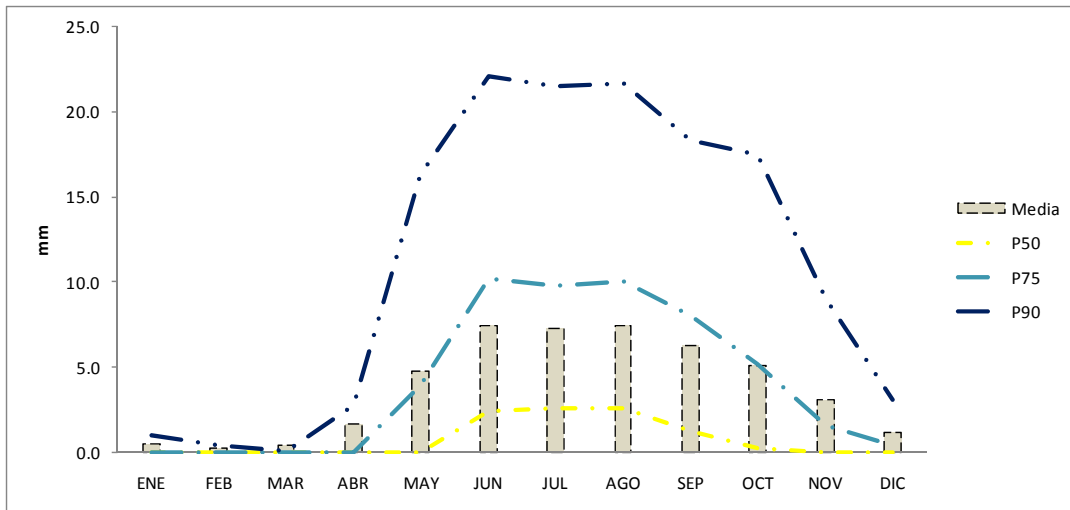


Figura 8.21. Percentiles de las precipitaciones diarias para cada mes y precipitación media.

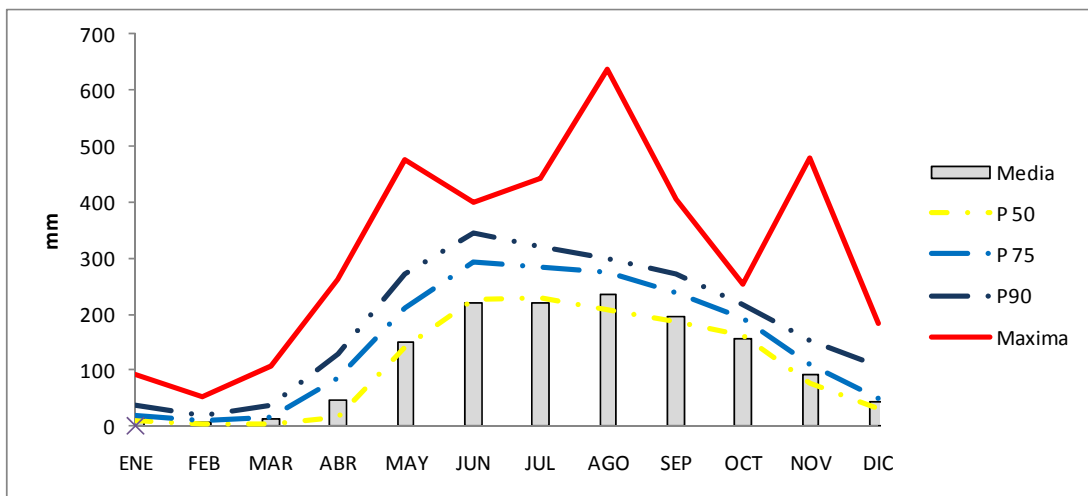


Figura 8.22. Mediana, máxima y percentiles de las precipitaciones mensuales para cada mes.

La Figura 8.23 muestra los percentiles para el número de días húmedos por mes y la Figura 8.24 muestra los percentiles para la máxima secuencia de días húmedos. En ambas gráficas se evidenció que los periodos en los cuales se debe enfocar la evaluación de la ocurrencia de deslizamientos, es en el periodo húmedo, específicamente en los meses de mayo, junio, julio y agosto. En estos meses usando el P90 podemos esperar entre 22 y 27 días con lluvia, con una secuencia de 12 a 20 días continuos con precipitaciones > 1mm.

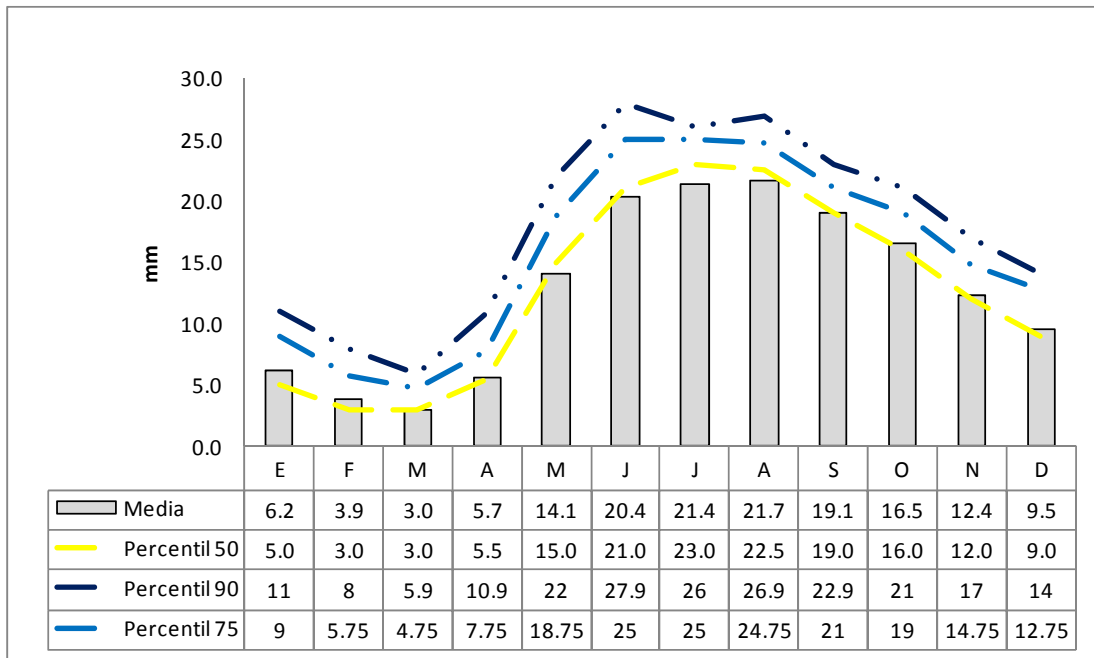


Figura 8.23. Percentiles del número de días húmedos para cada mes.

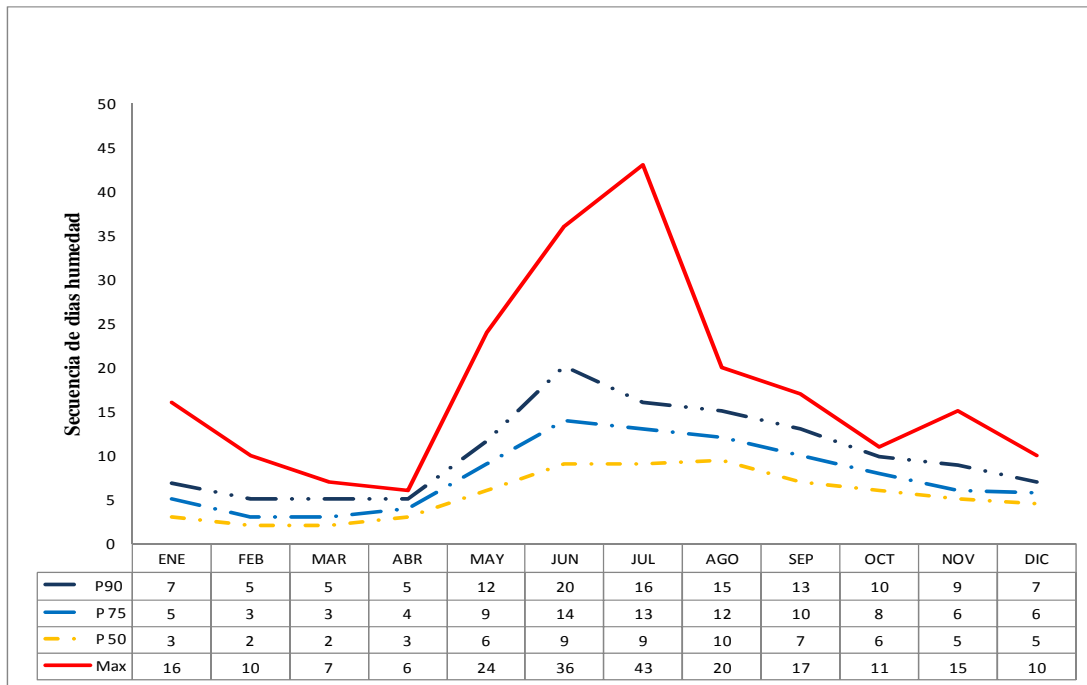


Figura 8.24. Percentiles de la máxima secuencia de días húmedos para cada mes.

En síntesis, para evaluar la ocurrencia de valores extremos a los largo del año, se debe tomar en cuenta el periodo húmedo. Especialmente el mes de junio debería ser estudiado con más detalle. Igualmente es recomendable evaluar el periodo posthúmedo, ya que a pesar de que la secuencia de días húmedos es menor en comparación con el periodo húmedo, en este periodo se encuentran máximas secuencias de días húmedos de 11, 15 y 10 días y pueden ocurrir algunas precipitaciones máximas, tan altas como las del periodo húmedo. Estas secuencias de días húmedos en combinación con precipitaciones máximas o no, pueden inducir a la ocurrencia de deslizamientos, debido a que el suelo está saturado.

#### 8.4.7. Precipitaciones y eventos extraordinarios.

La intensidad de las precipitaciones, influye en el desencadenamiento de los deslizamientos. Para apreciar esta interacción, se evaluó la precipitación máxima diaria, por mes y año.

Las precipitaciones extremas se caracterizan por ser eventos de alta intensidad y de distribución irregular en el tiempo y en el espacio, las cuales dependiendo de su magnitud, pueden ocasionar que se sobresature el suelo y ocurran deslizamientos, si el relieve así lo favorece. Las mismas ocurren por lo general, durante el periodo húmedo. Sin embargo, pueden presentarse en cualquier momento dentro de este periodo e incluso en el periodo seco.

En el Cuadro 8.6, se observan las precipitaciones máximas en 24h, encontradas para cada año de registro y el mes en la cual ocurrió. Estas corresponden a las precipitaciones máximas alcanzadas en un periodo de 42 años de registro (estación Tiara). La máxima precipitación en 24h se presentó en 1991 con un total de 138,3 mm/24h en el mes de septiembre.

La mayoría de estas, ocurrieron dentro del periodo húmedo. Sin embargo, en los meses de octubre y noviembre (periodo posthúmedo) se presentaron picos de precipitaciones extrema. Esta ocurrieron en el mes de octubre en los años: 1971, 1974, 1975, 1976, 1984 y 1994 y en el mes de noviembre en los años 1960, 1966 y 2000, tal como se muestra en el Cuadro 8.7.

Cuadro 8.7. Precipitaciones máximas en 24h (mm) para cada año para el periodo comprendido entre 1958-2002 de la Estación Tiara.

Año	PP(mm)	Mes	Año	PP(mm)	Mes	Año	PP(mm)	Mes	Año	PP(mm)	Mes
1958	43,1	Mayo	1969	78,7	Agosto	1980	75,8	Agosto	1991*	138,3	Septiembre
1959	66,1	Mayo	1970	64,7	Julio	1981	90,6	Abril	1992	70,3	Junio
1960	72,9	Noviembre	1971	62	Octubre	1982	62,6	Mayo	1993	56,1	Mayo
1961	41,1	Septiembre	1972	58,7	Mayo	1983	58,7	Julio	1994	65,1	Octubre
1962	66,4	Septiembre	1973	67,3	Septiembre	1984	49,2	Octubre	1995	63,3	Septiembre
1963	72,5	Junio	1974	76,9	Octubre	1985	86,4	Abril	1996	91	Mayo
1964	64,8	Agosto	1975	79,8	Octubre	1986	59,2	Junio	1997	75,9	Junio
1965	69,7	Agosto	1976	63,5	Octubre	1987	49,6	Junio	1999	52,8	Abril
1966	72,4	Noviembre	1977	63,2	Octubre	1988	78,7	Junio	2000	43,8	Noviembre
1967	34,4	Julio	1978	87,9	Septiembre	1989	105,8	Junio			
1968	44	Julio	1979	71,7	Julio	1990	68,2	Junio			

PP= precipitación (mm)

\*máximas precipitación en 24h en 42 años de registros

### 8.4.7.1. Precipitación máxima mensual

Usando como base la precipitación diaria, se determinó la precipitación mensual y se estableció la máxima precipitación mensual alcanzada en cada año. Se encontró que el mayor valor se presentó en el año 1965, con un valor de 636 mm/mes (Agosto) representando el 35% de la precipitación total anual de ese año (Figura 8.25). En éste mes la precipitación máxima en 24h alcanzó un valor de 69,7mm (Cuadro 8.6).

Estos valores máximos no se presentaron solo en el periodo húmedo, en algunos años, también se presentaron en los meses correspondientes al periodo seco (Cuadro 8.8). En los meses de febrero y abril, estos valores corresponden al año 1981(año más húmedo).

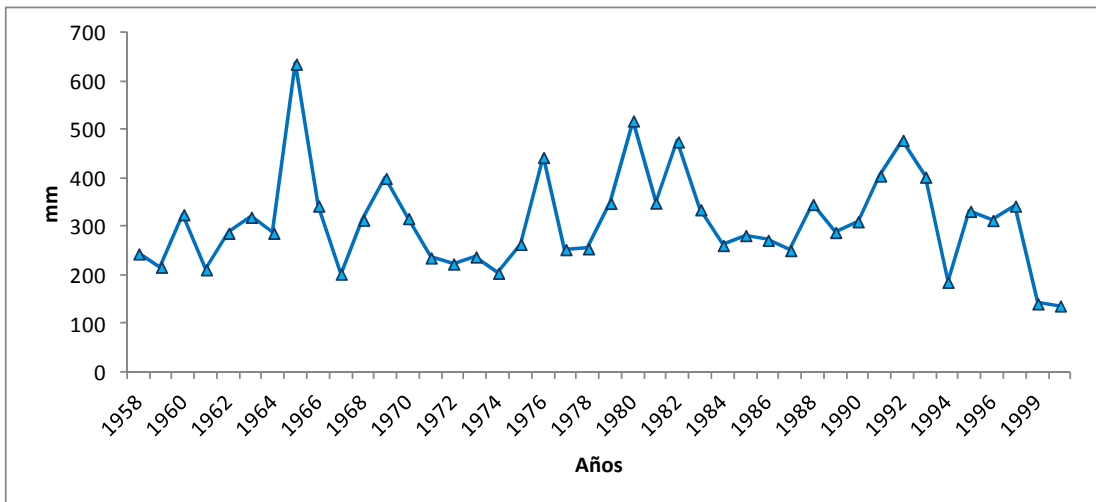


Figura 8.25. Precipitación máxima mensual alcanzada en cada año, en 42 años de registro (1958-2000). Estación Tiara.

Cuadro 8.8. Precipitación máxima mensual alcanzada en cada mes, en 42 años de registros en la Estación Tiara.

Mes	Precipitación (mm/mes)	Año
ENE	93	1972
FEB	54	1981*
MAR	108	1995
ABR	262	1981*
MAY	475	1982
JUN	400	1969
JUL	443	1976
AGO	636	1965*
SEP	405	1991
OCT	255	1979
NOV	479	1992
DIC	184	1996

Los percentiles de las precipitaciones máximas diarias (24h) registradas en cada mes indican que en 90 por ciento de los años, el máximo valor se alcanzó en el mes de junio, esperándose valores de hasta 76 mm/24h, o menos (Cuadro 8.8, Figura 8.26). En el 75 por ciento de los años, los valores más altos se alcanzaron en los meses de junio y agosto, con 57 mm/24h o menos. En el

50 por ciento de los años el valor más alto se alcanzó en el mes de agosto con 43 mm/24h o menos. Por lo cual, los meses más propensos a la saturación de los suelos, tomando en cuenta solo la precipitación diaria, serían los meses de junio, julio y agosto. Sin embargo, el periodo posthúmedo representó un riesgo, debido a que la probabilidad es alta y las condiciones de humedad del suelo favorecerían la ocurrencia de deslizamientos. No obstante, la estimación del riesgo, debe basarse no solo en la ocurrencia de una determinada precipitación, también es necesario tomar en cuenta otros factores relacionados con la precipitación tales como número de días húmedos o secuencia de días húmedos y variables de suelo, entre otros.

Cuadro 8.9. Percentiles de la precipitación máxima diaria para cada mes.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	4	2	1	13	37	39	37	43*	41	38	30	11
P 75	10	5	6	31	54	57*	53	57*	53	52	44	18
P 90	18	15	22	53	64	76*	61	65	66	65	55	29
Max	32	24	55	91	91	201	76	79	161	80	188	61
Media	7	5	7	21	39	47	41	45	46	41	35	15
Año <sup>1</sup>						1969	1973	1965				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

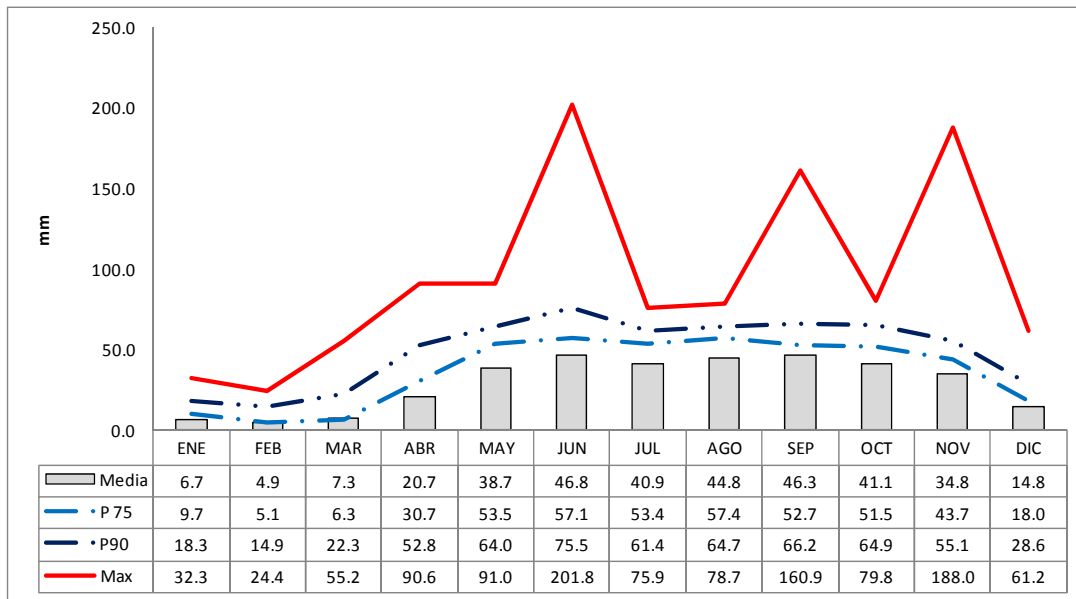


Figura 8.26. Percentiles de la precipitación máxima diaria para cada mes.

Finalmente, con las precipitaciones máximas diarias para cada año (Estación de Tiara) se estimó el periodo de retorno o recurrencia, utilizando la distribución de Gumbel. Los resultados mostraron que la probabilidad de encontrar una precipitación superior a 138mm en 24 horas, es de 100 años.

#### 8.4.7.2. Máximo número de días húmedos.

Al determinar el máximo número de días húmedos por mes (Precipitación > 1mm) para cada año en los 42 años de registro, se encontró que los valores más altos se presentaron en los meses de agosto, julio y junio (29 días), lo cual ocurrió en los años 1960, 1966 y 1983 (Figura 8.27).

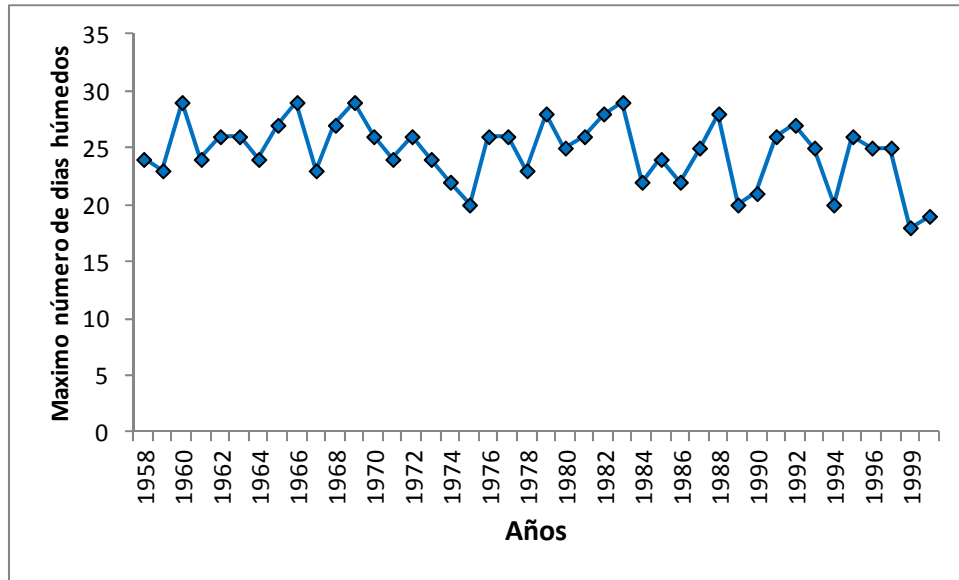


Figura 8.27. Máximo número de días húmedos/mes para cada año determinado en función de valores de precipitación mayores a 1mm de la Estación Tiara desde 1958 hasta 2002.

En el Cuadro 8.9, se observa que el máximo número de días húmedos por mes, del total de años de registros, para los meses de junio, julio y agosto, meses que se corresponden con las precipitaciones máximas diarias, es de 29 a 25 días. Sin embargo, ambos parámetros no se conjugan, ya que los años en los cuales ocurren las máximas precipitaciones diarias, no se corresponden con los años en los cuales ocurre el mayor número de días húmedos. No obstante, los valores de los meses de febrero, abril y octubre, se corresponden con el año 1981, año más húmedo. Los dos primeros meses corresponden al periodo prehúmedo y el último a uno de los meses del periodo húmedo.



Cuadro 8.10. Máximo valor de número de días húmedos de cada mes en 42 años de registros en la Estación Tiara.

Mes	Número de Días húmedos	Año
ENE	18	1972
FEB	10	1981* y 1982
MAR	10	1976
ABR	19	1981*
MAY	29	1983
JUN	29	1969
JUL	29	1966
AGO	29	1960
SEP	25	1977
OCT	22	1981*
NOV	20	1973 y 1988
DIC	15	1978 y 1982

El percentil 90 determinado a partir del número de días húmedos por mes, mostró que en el 90 por ciento de los años, el mayor número de días húmedos es 28 o menos (Cuadro 8.11), valor que se presentó en el mes de junio. Mientras que en el percentil 75, los mayores valores son 25 días o menos, para los meses de junio, julio y agosto y en el percentil 50, el mayor valor se presentó en el mes de agosto (23 días).

Cuadro 8.11. Percentiles de la cantidad de días húmedos/mes en la Estación Tiara.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	5	3	3	6	15	21	23	23	19	16	12	9
P 75	9	6	5	8	19	25	25	25	21	19	15	13
P90	11	8	6	11	22	28*	26	27	23	21	17	14
Media	6	4	3	6	14	20	21	22	19	17	12	10
Maxima	18	10	10	19	29	29	29	29	25	22	20	15

#### 8.4.7.3. Máxima secuencia de días húmedos.

La máxima secuencia de días húmedos se encontró en el año 1983 (Figura 8.28), donde en el mes de julio se contabilizó un total de 43 días de precipitación continua (Cuadro 8.12).

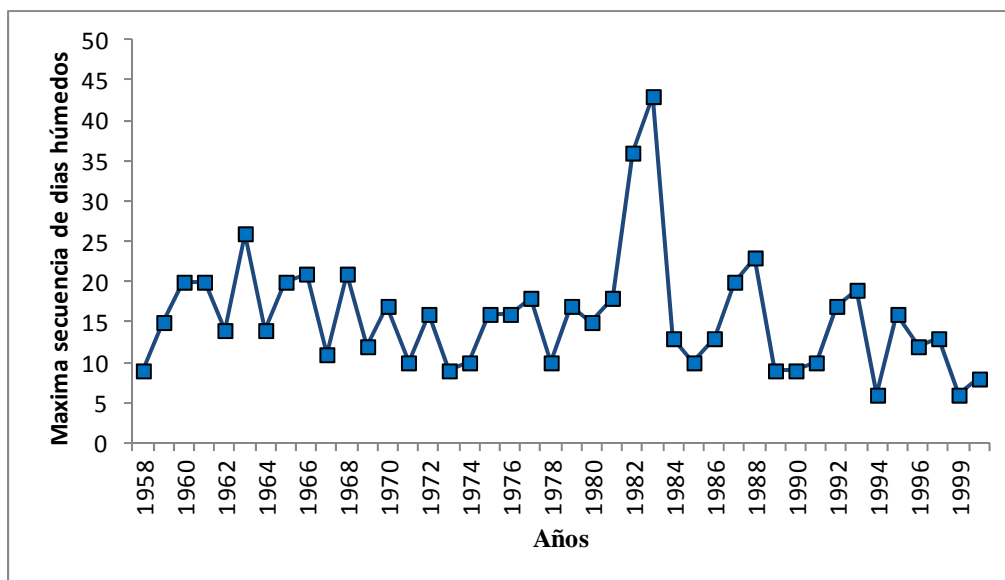


Figura 8.28. Maxima secuencia de días húmedos de la Estación Tiara, desde 1958 hasta

Como puede observarse en el Cuadro 8.11, el año 1983, a pesar de no ser el año más húmedo, presentó la secuencia más larga de días continuos de precipitación, en los meses de mayo y julio, meses que conforman el periodo húmedo. Los meses que presentaron los mayores valores de precipitación máxima diaria y número de días húmedos, también presentaron los valores más altos, de secuencia de días continuos con precipitación, con valores de 26, 43 y 20 días, respectivamente, en los años 1963, 1983 y 1960. Los meses de febrero y abril del año 1981 presentaron la mayor secuencia de días continuos de lluvias, del total de años de registro, lo cual se corresponde con el año más húmedo.

Cuadro 8.12. Número de días húmedos acumulados consecutivos en la Estación Tiara.

Mes	Número de días húmedos	Año
ENE	16	1972
FEB	10	1981*
MAR	7	1976
ABR	6	1981*
MAY	24	1983*
JUN	26	1963
JUL	43	1983*
AGO	20	1960 y 1961
SEP	17	1963
OCT	11	1981
NOV	15	1961
DIC	10	1978

El percentil 90 reveló que en el 90 por ciento de los años la mayor secuencia de días húmedos se presentó en el mes de junio, con 19 días continuos de precipitación o menos (Cuadro 8.13).

Cuadro 8.13. Percentiles de las secuencias de días húmedos en la Estación Tiara.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	3	2	2	3	6	9	9	10	7	6	5	5
P 75	5	3	3	4	9	14	13	12	10	8	6	6
P 90	7	5	5	5	11	19	16	15	13	10	9	7
Max	16	10	7	6	24	26	43	20	17	11	15	10
Media	4	2	2	3	7	10	11	10	8	6	6	4

Los años y los meses en los cuales ocurre un máximo evento: precipitación máxima mensual, máxima cantidad de días húmedos y máxima secuencia de días húmedos, coinciden con alguno de los años en los cuales se espera una máxima variabilidad. En 1963 se presentó la máxima secuencia de días húmedos para el mes de septiembre; en 1969 se presentó la máxima precipitación para el mes de junio; en 1975 no se presentaron eventos extremos, pero la precipitación acumulada fue una de las más bajas del total de años evaluados y su distribución a lo largo del año fue escabrosa (Figura 8.29); el año 1981 corresponde al año más húmedo; en 1987, aunque no se observó alguna distinción en las variables evaluadas, se presentó el evento catastrófico en el estado Aragua (Capítulo uno), posiblemente en los datos de esta estación no hubo efecto, debido a su localización. En 1993 no se presentaron eventos extremos, sin embargo el comportamiento de la precipitación acumulada es muy similar al del año más húmedo y en 1999 tampoco se encontraron efectos de los valores extremos, pero en este año ocurrió la tragedia del Estado Vargas (Capítulo uno).

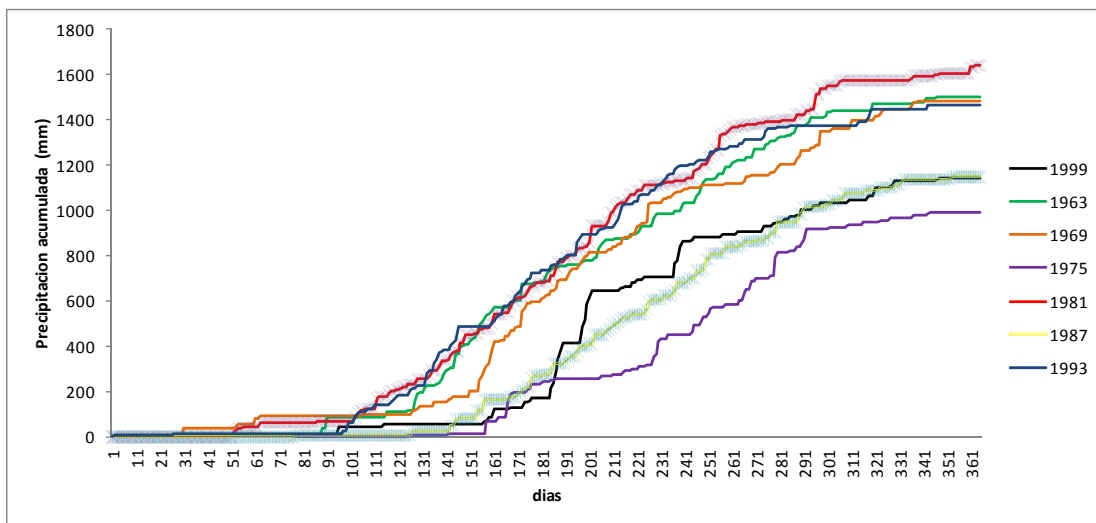


Figura 8.29. Precipitación acumulada de los años que presentaron mayor variabilidad de la Estación Tiara, desde 1958 hasta 2002.

## 8.5. CONSIDERACIONES FINALES

Se modeló la distribución espacial de la precipitación en la Cuenca Alta del río Guárico, sector donde se localiza el área de estudio de la cuenca del río Caramacate. El modelo de regresión lineal múltiple tomó en cuenta las variables, altitud y las coordenadas Norte y Este, y permitió

describir el 46,5% de la variabilidad espacial de la mediana de la precipitación, por lo cual es evidente que existen factores no considerados dentro de la ecuación que inciden sobre la variabilidad de la precipitación.

El uso de las coordenadas Y (Norte) X (Este) mejoró el poder de predicción, en comparación con otros modelos desarrollados en la misma área. La variable coordenadas Y (Norte) no fue significativa; pero su eliminación disminuye el poder de predicción del modelo multifactorial, lo cual revela que existe un efecto de sinergia, al usar la combinación de estas variables. Este efecto se comprobó al evaluar la relación de la precipitación, con cada una de estas variables por separado. Igualmente el modelo permitió captar particularidades del área, ya que en esta la precipitación aumenta con la altitud y en dirección Este. Sin embargo, la validación de esta ecuación produjo un  $R^2$  de 62% lo cual se considera relativamente bajo para el propósito de este trabajo.

Al comparar el mapa de precipitaciones estimadas con los mapas de distribución de deslizamientos realizados para los años 1992 y 2008, se encontró que la mayoría de ellas se concentran entre las isoyetas de 1300 y 1400 mm. Por encima de 1400 mm de precipitación el terreno muestra una mayor cobertura boscosa. Por esto, la disminución del número de cicatrices en ese sector puede ser consecuencia de un efecto protector de la vegetación o de una mayor dificultad para distinguir las cicatrices de erosión, durante la fotointerpretación.

El uso de variogramas y kriging reveló que el comportamiento de la precipitación en la estación Tiara muestra una variación estacional semestral y una periodicidad de 5,6 años. Este patrón de variación muestra la ocurrencia de picos de máxima precipitación en uno o varios meses de los años 1963, 1969, 1975, 1981, 1987, 1993 y 1997.

Los meses más húmedos (mayo a noviembre) son los más propensos a deslizamientos porque concentran el 62% de la precipitación anual y son los meses con mayor ocurrencia de valores extremos, según el percentil 75 y percentil 90 de la precipitación. El mes de junio presenta los valores más altos tanto del percentil 75 (23 mm/24h) como del percentil 90 (37 mm/24h) de la precipitación. El valor máximo de precipitación se presentó en 1991, con 138 mm/24h en el mes de mayo; sin embargo, la probabilidad de retorno de una precipitación superior a esta es de 100 años.

El periodo posthúmedo (octubre y noviembre) también representa un riesgo para la ocurrencia de deslizamientos debido a que en él se presentan secuencias largas de días húmedos y picos de precipitaciones extremas. En estos periodos (húmedo y posthúmedo) la precipitación además de actuar como factor activador, puede actuar como factor condicionante, debido a que influye en otros factores (material parental, vegetación, relieve), por lo cual se hace difícil establecer valores críticos de precipitación de manera determinística.

## **9. RIESGO DE OCURRENCIA DE DESLIZAMIENTOS EN EL ÁREA PILOTO REPRESENTATIVA DE LA CUENCA DEL RÍO CARAMACATE**

### **9.1. RESUMEN**

El capítulo previo presentó el análisis del comportamiento del factor clima a través del tiempo, con lo cual se lograron establecer periodos de riesgo relacionados con el comportamiento anual e interanual de la precipitación. En el presente capítulo, se determinó la relación entre los factores activadores (clima) y condicionantes de los deslizamientos (características físicas y químicas del suelo), en áreas altamente ó ligeramente susceptibles a los deslizamientos. El análisis del factor clima y el factor material parental en forma conjunta a través del tiempo permitió el establecimiento del riesgo. Para ello, se evaluaron las condiciones humedad total del suelo (HTS) > contenido de agua a saturación (SAT) y humedad total del suelo (HTS) > capacidad de campo (CC, -33 kPa) relacionadas con el régimen de humedad del suelo y la propensión a los deslizamientos, para ellos se utilizó el modelo SOMORE. La aplicación del modelo se realizó con 42 años de registros de precipitación. Finalmente, se calculó el percentil 90, 75 y 50 y la frecuencia relativa, con el propósito de evaluar el riesgo o la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos, tomando en cuenta la variación temporal y espacial. El mayor riesgo de ocurrencia de deslizamientos se presentó en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen, lo cual está relacionada con la profundidad del suelo, poros mayores a 15  $\mu\text{m}$ , estabilidad estructural (DMP) conductividad hidráulica saturada y conductividad hidráulica del horizonte C, esta última restringe el paso del agua a través del perfil del suelo. El máximo riesgo existe en el periodo húmedo, donde en el 90 por ciento de los años se espera una precipitación de 22mm/24h, un máximo de 26 días húmedos o menos, y 16 días o menos de precipitación continua. La condición HTS>SAT se inició al presentarse una precipitación de 18 a 34mm/24h y la condición HTS>CC a precipitaciones de 3 a 6 mm/24h, dependiendo de la humedad antecedente.

### **9.2. INTRODUCCIÓN**

La erosión en masa es un término general que incluye todos los procesos de erosión en los cuales la gravedad es la fuerza primaria que actúa para desprender y transportar los materiales sueltos y el suelo superficial, con o sin ayuda del agua. Este proceso por lo general, afecta a suelos con una gran resistencia a procesos de erosión superficial, por poseer propiedades hidráulicas y estructurales estables, capaces de permitir la infiltración del agua, pero también asociadas a capas subsuperficiales con restricciones de drenaje interno (Pla, 1992a), por lo cual la evaluación de los mismos se relaciona directamente con la evaluación de procesos hidrológicos. La dificultad de la evaluación de los procesos hidrológicos de una ladera o de una cuenca, podría explicar la debilidad de los modelos propuestos (García *et al.*, 2001), algunos de ellos basados en funciones empíricas, otros en información sencilla pero insuficiente y algunos más complejos que requieren de información más detallada, casi imposible de obtener en la mayoría de las cuencas (Pla, 1996; García *et al.*, 2001), con lo cual la evaluación del riesgo, representa un problema que requiere un esfuerzo considerable.

La evaluación del riesgo implica la evaluación temporal. Para esto se necesita incluir el tiempo dentro del estudio de los movimientos en masa, como uno de los factores formadores de paisaje. Para la evaluación de este factor, algunos autores realizan un inventario de movimientos en masa para distintos periodos, usando imágenes de sensores remotos de distintas fechas. Sin embargo, los modelos de riesgo no pueden predecir cuándo ocurrirá un deslizamiento, basados solamente en la localización de movimientos pasados, ya que la respuesta temporal y espacial de los movimientos en masa pueden variar considerablemente dentro y sobre todo entre cuencas (Carrara *et al.*, 1992) y con el tiempo (Guzzetti, 2003).

El uso de modelos ha potenciado las evaluaciones de los movimientos en masa y se han desarrollado distintos modelos. De hecho, una de las formas de evaluar el riesgo de movimiento en masa se fundamenta en el uso de modelos de bases físicas tales como: el Unit Stream Power Erosion and Deposition Model (Mitasova *et al.*, 1996, citado por Capolongo *et al.*, 2008), que no evalúa el comportamiento hidrológico del suelo; el Modelo SMR que debe ser calibrado en sitio (Gorsevski *et al.*, 2006) o el modelo SHETRAN que requiere una gran cantidad de datos (Burton y Bathurst, 1998), entre otros. La mayoría de estos modelos presentan poca información sobre los mecanismos de activación de los distintos tipos de movimientos en masa, y los parámetros geométricos y geofísicos-mecánicos son desconocidos (Carrara *et al.*, 2008), además son aptos solo para determinados condiciones hidrológicas y en muchos casos no consideran la presión de los poros (Casadei, 2003).

También pueden utilizarse modelos 3D que relacionan los procesos hidrológicos y las formas de la tierra (Brunsden, 1999).

Los modelos hidrológicos basados en escenarios de precipitación son usados en combinación con modelos de pendiente simple y modelos de estabilidad basados en leyes fundamentales de la física. Pero en general estos presentan una escasa resolución horizontal, por lo que no son capaces de simular los aspectos regionales del clima (Dehn y Buma, 1999). Entre estos se puede mencionar el modelo desarrollado por Casadei *et al.* (2003), que trabaja con dos capas conceptuales de suelo (Hsu, 1994, citado por Casadei *et al.*, 2003), el TOPMODEL que debe ser calibrado en cada localidad o el modelo SHALTAB, usado para evaluar la ocurrencia de flujos de detritos.

En muchos casos es preferible el uso de modelos sencillos que intenten explicar los mecanismos de ocurrencia de los movimientos en masa, tomando en cuenta criterios de base física y el tiempo, tales como el modelo SOMORE (Pla, 1997) que usar modelos más complejos debido a que el desarrollo de los mismos depende o está afectado por el nivel de entendimiento de los factores de activación y sus interacciones complejas (Brunsden, 1999).

El uso de estos modelos debe ser cuidadoso y no debe tomarse como la única vía de evaluación, ya que, al suponer que los movimientos en masa son controlados por las condiciones hidrológicas, la evaluación de la variabilidad temporal se centra en la evaluación de la precipitación, evapotranspiración, infiltración y parámetros de almacenamiento, aun cuando es evidente que existen otras variables involucradas (Brunsden, 1999).

En efecto, los modelos de simulación deben utilizarse combinación con otras técnicas de evaluación y, en el mejor de los casos, realizar evaluaciones individuales o situaciones particulares, ya que son estas las que suministran información acerca de los mecanismos y causas de activación (Alexander, 2008).

Por otra parte, para realizar la evaluación de riesgos es necesario contar con datos históricos relacionados con parámetros climáticos, con la finalidad de establecer la frecuencia de ocurrencia de deslizamientos. El clima se evalúa a través del estudio de datos históricos de la precipitación. Sin embargo, con frecuencia encontramos que el patrón temporal de recurrencia no se incorpora directamente en la evaluación, sino que se utilizan estadísticas empíricas para derivar escenarios de precipitación. Adicionalmente, no se evalúa el impacto de los cambios climáticos cíclicos o recurrentes, sobre la frecuencia de los movimientos en masa.

En este capítulo se establecen relaciones entre la precipitación como factor activador y factores condicionantes de los movimientos en masa en áreas altamente ó ligeramente susceptibles a deslizamientos, para evaluar el riesgo de ocurrencia de este tipo de fenómeno, en el área piloto representativa de la cuenca del río Caramacate.

### **9.2.1. Modelización de régimen de humedad del suelo**

Debido a la complejidad de la dinámica del agua en el suelo, su estudio racional, objetivo y cuantitativo, solo es posible por medio de modelos basados en principios físicos. Un modelo no puede incluir todos los parámetros, las variables y las interacciones del sistema. Los modelos describen o representan de forma simplificada y cuantitativa procesos que tienen lugar en los ecosistemas, tales como el crecimiento de cultivo, el balance hídrico del suelo, el movimiento de nutrientes o la erosión hídrica del suelo y los movimientos en masa (Fonseca, 2006). Se trata de una representación, que es resultado de un trabajo de abstracción de algunos de los componentes y funciones más importantes del sistema. No obstante, un modelo debe ser lo suficientemente simple para ser operativo y lo suficientemente complejo para que sea representativo del sistema estudiado (Anderson y Burt, 1985).

Según Pla (1996a), la aplicabilidad de un modelo debe buscar un consenso entre el realismo y la facilidad de manipulación, con un tamaño y grado de complejidad manejables, incluyendo propiedades fácilmente disponibles o estimables con una precisión adecuada, a través de evaluaciones rápidas y razonablemente fáciles de llevar a cabo. Es así como, los modelos de simulación basados en procesos hidrológicos pueden ser muy útiles para integrar y convertir los parámetros medidos o estimados de suelo, clima, plantas y manejo, en predicciones de balance de agua y régimen de humedad del suelo, para cada combinación particular de ellos, ya sea actual o prevista (Pla, 2002; Fonseca, 2006).

Cuando estos se aplican sobre diversas unidades de suelo, o a lo largo de varios años, el resultado constituye un conjunto consistente de datos, con valores medidos y con variaciones de espacio y tiempo, y los resultados pueden utilizarse directamente como un índice del comportamiento de las tierras (Fonseca, 2006).

### 9.2.2. El modelo SOMORE

El modelo SOMORE (Pla, 1997), está basado en una descripción de los procesos hidrológicos más importantes del suelo, influenciados por el uso y manejo de la tierra y el clima. En este modelo se han formulado algunas simplificaciones de los procesos hidrológicos, las cuales no tienen una influencia significativa en la precisión de las salidas y son necesarias para reducir el número y tipo de parámetros de clima, suelo y del cultivo, requeridos como entrada. A pesar de su sencillez, muestra la posibilidad, conjuntamente con los periodos de retorno de eventos meteorológicos, de predecir en qué momento podrían presentarse situaciones catastróficas (movimientos en masa), con base en fundamentos físicos e hidrológicos (Nacci, 2001; Nacci *et al.*, 2002; Abreu, 2005; Fonseca, 2006; Dalurzo, 2010). Sin embargo, estos resultados no pueden ser espacializados.

Las entradas básicas para la aplicación de este modelo están relacionadas con parámetros que tienen influencia en la velocidad de infiltración del agua, en las pérdidas de agua por escorrentía, en el drenaje interno del suelo, en la retención de humedad, la evapotranspiración y el desarrollo de las raíces. Por otro lado, su salida principal es el régimen de humedad del suelo, con una secuencia diaria, que incluye la humedad promedio del suelo hasta la profundidad radicular y las pérdidas de agua por escorrentía y drenaje interno. Los resultados pueden ser interpretados como una predicción de la ocurrencia e impacto de procesos erosivos particulares muy comunes en relieves de pendientes elevadas en zonas tropicales (Pla, 1997).

Pla, (1992b, 1995 y 1996b) muestra la posibilidad, conjuntamente con los periodos de retorno de eventos meteorológicos, de predecir con cierto grado de probabilidad estadística, en qué momento podrían presentarse situaciones catastróficas (movimientos en masa, deslizamientos) sobre fundamentos físicos e hidrológicos.

Este modelo ha sido utilizado y validado por varios autores (Nacci, 2001; Abreu, 2005; Nacci *et al.*, 2002; Fonseca, 2006; Dalurzo, 2010), con la finalidad de evaluar diferentes condiciones meteorológicas y simular el régimen de humedad y el riesgo de degradación de los suelos por erosión, a través de una adecuada modelización de los procesos hidrológicos, demostrando ser práctico y versátil para la predicción. En algunos de estos casos, el modelo mostró que la identificación y monitoreo de procesos erosivos, movimientos en masa y sus efectos, pueden lograrse con una buena aproximación, por lo que ha sido usado para predecir probabilidades de deslizamientos y procesos de movimientos en masa, bajo determinadas condiciones de clima, suelo y pendiente. Adicionalmente, ha permitido simular el régimen de humedad de los suelos y el riesgo de degradación de los suelos por erosión, en diferentes escenarios climáticos con un buen ajuste de los valores simulados con los observados (Pla *et al.*, 2007).

Sin embargo, la exactitud de las predicciones depende de cuán buenas y adecuadas son las estimaciones de los datos de entrada, teniendo en cuenta la variabilidad temporal y espacial (Dalurzo, 2010). Aunque el modelo permite obtener resultados aproximados de acuerdo a las simplificaciones asumidas; ayudando a entender situaciones complejas, mediante una descripción cuantitativa de los procesos (Nacci, 2010).



En este capítulo se incorporan propiedades relacionadas con los parámetros de entrada del modelo, los cuales se basan en la necesidad de delimitar el ambiente físico. Estos parámetros son estimados con bases en mediciones de campo y laboratorio, usando metodologías y equipos sencillos, suficientemente precisos.

Entre las propiedades estudiadas se encuentra la determinación de la distribución de tamaño de partículas y el contenido de fracción gruesa ( $> 2\text{mm}$ ). La distribución de tamaño de partículas influye sobre la densidad aparente, la capacidad de retención de agua, la conductividad hidráulica, la estabilidad estructural y la cohesión en seco. Adicionalmente, el contenido de fracción gruesa juega un papel importante al modificar la porosidad total, además de influir en la retención de humedad (Fonseca, 2006).

Se incorporan propiedades mecánicas y estructurales del suelo, las cuales tienen gran influencia en la infiltración y distribución del agua dentro del perfil de suelo, así como, en el drenaje interno y en la aireación. También se incluyen 1) el índice de plasticidad, el cual determina en forma empírica el intervalo de humedad en el cual el suelo puede sufrir una deformación permanente, sin desquebrajarse, ni fluir; 2) la porosidad que permite evaluar las posibilidades de retención o pérdida de agua del suelo; y 3) el módulo de ruptura, para evaluar las fuerzas de cohesión entre las partículas de suelo cuando estas están secas.

La estabilidad de la estructura del suelo se determinó por medio de la distribución del tamaño de los agregados estables al humedecimiento, factor determinante del tamaño y estabilidad de los poros, lo cual a su vez condiciona el movimiento y distribución del agua y el aire en el suelo. Adicionalmente, la distribución del tamaño de los agregados estables al humedecimiento determina la susceptibilidad del suelo a ser arrastrado por el agua de escorrentía en terrenos inclinados.

La posibilidad de penetración y circulación de agua en el suelo se evaluó por medio de la conductividad hidráulica saturada. El suelo actúa como reservorio de agua. Para que esta función se cumpla, es necesario que cada vez que haya aportes de agua, el agua pueda penetrar al suelo y distribuirse. Este valor depende de la porosidad del suelo, en especial de la proporción de poros con radio equivalente mayor de  $15\mu\text{m}$  que se mantienen abiertos a estas condiciones. Es útil para interpretaciones relacionadas con el drenaje interno o eliminación del exceso de agua (Pla, 1977).

La retención de humedad es determinada tanto por las características intrínsecas del suelo, como por las condiciones de drenaje interno. Su estimación es importante debido a que la capacidad de retención de humedad, expresa la cantidad de agua que puede almacenar un suelo antes de que ocurra el deslizamiento de tierra. En este caso en particular se determinó la retención de humedad del estrato rocoso, debido a que muchas especies vegetales pueden desarrollar raíces dentro de la roca fracturada y parcialmente meteorizada (Jones y Graham, 1993).

### 9.3. PROCEDIMIENTO

Con la finalidad de determinar la relación entre las variables activadoras (factor clima) y las variables condicionantes de los deslizamientos en el área de estudio, se realizó la comparación entre las áreas ligera y altamente susceptibles a los deslizamientos, en cada formación geológica dentro del área piloto representativa de la cuenca del río Caramacate, con la finalidad de determinar *a priori*, si debido a sus características intrínsecas se identifican diferencias. Posteriormente se estimó el régimen de humedad de los suelos localizados en ambas áreas en cada formación.

#### 9.3.1. Análisis estadístico de los datos de suelos.

La determinación de las diferencias entre las propiedades de los suelos localizados en áreas ligera o altamente susceptibles desarrollados sobre materiales parentales de las formaciones Metatobas de El Chino-El Caño y Metalavas de El Carmen, se efectuó a través de la prueba de hipótesis de Wilcoxon ( $\alpha = 0,05$ ), comparando las áreas ligeramente susceptibles y altamente susceptibles en cada formación. Como resultado se exhiben los valores promedios de cada una de las variables evaluadas.

#### 9.3.2. Régimen hídrico del suelo.

Una de las características importantes de la humedad de los suelos, es su variación temporal y espacial. Esta variabilidad depende de la distribución de la precipitación o riego y las características físicas del suelo, la vegetación y la topografía (Eagleson, 2005). Para establecer las posibles variaciones en los regímenes de humedad de cada uno de los suelos seleccionados, se utilizó el modelo de simulación hidrológico SOMORE (Pla, 1997). Con este modelo se utilizaron como valores de entrada diferentes parámetros físicos e hidrológicos de suelo (medidos o estimados) y se integraron parámetros referentes a la cobertura vegetal predominante y el clima. Este modelo permitió estimar la cantidad de agua que llegó a infiltrar en un momento determinado, el tiempo promedio de residencia de esta y la cantidad de agua retenida o drenada para cada una de las condiciones especificadas de suelo. El resultado son balances hídricos diarios del perfil de suelo, incluyendo la humedad promedio hasta la profundidad radical y las pérdidas de agua por escorrentía y drenaje interno.

Las variables de entrada al modelo son la precipitación diaria (PP), Evapotranspiración (ETC), infiltración (I), escorrentía (E), drenaje interno (D), capacidad de campo (CC, -33 kPa), capacidad de almacenamiento del suelo o contenido de humedad a saturación (SAT), humedad inicial (HI), horizonte A (A), horizonte B (B), horizonte C (C), humedad total de suelo (HTS).

La combinación DA indica la evaluación del drenaje interno del horizonte A al horizonte B, La combinación DB indica la evaluación del drenaje interno de horizonte B al horizonte C y la combinación DC indica la evaluación del drenaje interno del horizonte C.

La evapotranspiración (Ecuación, 27) se estimó multiplicando la evaporación por el coeficiente del cultivo ( $K_c$ ) de maíz que se relacionó con la cobertura herbazal arbolado.

$$ETC = ETO * Kc \dots\dots\dots (27)$$

Como valor de infiltración (Ecuación, 28) se utilizó la media armónica de la conductividad hidráulica de cada uno de los horizontes para 24 horas

$$I = Inf * 24 \text{ horas} \dots\dots\dots (28)$$

Se consideró que no existía escurrimiento si la precipitación era menor a dos veces la conductividad hidráulica saturada del horizonte A (Ecuación, 29). En el caso contrario se estimó que el escurrimiento es igual a la precipitación menos dos veces la conductividad hidráulica saturada.

$$E = \text{Si la } PP < 2(KSat A) = 0; \text{ Si la } PP \geq 2(KSat) \Rightarrow PP - 2(KSat) \dots\dots\dots (29)$$

El drenaje en los horizontes A, B y C se estimó de acuerdo a las siguientes reglas:

Horizonte A (Ecuación 30): si la humedad inicial más la infiltración estimada como la diferencia entre la precipitación y escurrimiento, menos la evapotranspiración por el consumo de agua del cultivo es menor al contenido de agua a capacidad de campo, se consideró que en este horizonte no hay drenaje. Si este valor es mayor a la capacidad de campo, entonces el drenaje en A es igual a la humedad inicial, más la infiltración estimada por la diferencia entre la precipitación y el escurrimiento, menos la capacidad de campo y el consumo de agua del cultivo

$$DA = \text{Si la } HIA + (PP - E) - ETC \left( \text{CONSUMO DE } \frac{AGUA}{50} \right) < CCA = 0 ;$$

$$\text{sólo Si la } (PP - E) < I \Rightarrow (PP - E)$$

$$\text{Si la } HIA + (PP - E) - ETC(\text{CONSUMO DE AGUA}/50) \geq CCA \Rightarrow DA$$

$$= HIA + (PP - E) - CC - ETC(\text{CONSUMO DE AGUA}/100) \dots\dots\dots (30)$$

Horizonte B (Ecuación 31): si la humedad inicial en el horizonte B, más el drenaje en el horizonte A, es menor al contenido de agua a capacidad de campo, se consideró que en este horizonte no hay drenaje. Si este valor es mayor a la capacidad de campo, entonces el drenaje en B es igual a la humedad inicial en el horizonte B más el drenaje del horizonte A, menos la capacidad de campo.

$$DB = \text{Si LA } HIB + DA \leq CC \Rightarrow 0$$

$$DB = \text{Si LA } HIB + DA > CC \Rightarrow HIB + DA - CCB \dots\dots\dots (31)$$

Horizonte C (Ecuación 32): si la humedad inicial en el horizonte C más el drenaje en el horizonte B, es menor al contenido de agua a capacidad de campo, se consideró que en este horizonte no hay drenaje. Si este valor es mayor a la capacidad de campo, entonces el drenaje en C es igual a la humedad inicial en el horizonte C más el drenaje del horizonte B, menos la capacidad de campo.

$$DC = \text{Si } HIC + DB \leq CC \Rightarrow 0$$

$$DC = \text{Si } LA HIC + DB > CC \Rightarrow HIC + DB - CCC \dots\dots\dots (32)$$

La humedad total del suelo en el tiempo cero se estimó de la manera siguiente. La humedad total del perfil (HTS) es igual a la humedad del horizonte A (HSA), más la humedad del horizonte B (HSB) y C (HSC) (Ecuación, 33). La humedad del horizonte A es igual a la humedad inicial en éste horizonte (HIA), más la infiltración, menos la precipitación (Ecuación, 34). La humedad del horizonte B es igual a la humedad inicial en éste horizonte (HIB), menos el contenido de agua a saturación, si la humedad inicial es mayor al contenido de humedad a saturación (Ecuación, 35). La humedad del horizonte C es humedad inicial de este horizonte (HIC), menos el contenido de agua a capacidad de campo, si la humedad inicial es mayor al contenido de humedad a saturación (Ecuación, 36).

$$HTS = HSA + HSB + HSC \dots\dots +HSF \dots\dots\dots (33)$$

**En el tiempo inicial (T0) la humedad de cada uno de los horizontes se determina como:**

$$HSA = HIA + (PP - E) - PP \dots\dots\dots (34)$$

Si la precipitación es menor a la infiltración del suelo en 24 horas.

$$HSB = HIB > SAT \Rightarrow HIB - SAT \dots\dots\dots (35)$$

$$HSC = HIC > SAT \Rightarrow HIC - CC \dots\dots\dots (36)$$

**En el tiempo (T1 al T Final)**

En los años subsiguientes de la simulación, la humedad del suelo en el horizonte A (HSA) se estimó como sigue: si la humedad inicial del horizonte A, más la infiltración, menos el consumo de agua por el cultivo es mayor que el contenido de agua a saturación, HSA es igual al contenido de agua a capacidad de campo (Ecuación, 37). Si la humedad inicial del horizonte A, más la infiltración, menos el consumo de agua por el cultivo es menor que el contenido de humedad en el punto de marchitez permanente, HSA es igual al PMP (Ecuación, 38). En cualquier otro caso HSA es igual a la humedad del suelo en el horizonte A, más la infiltración menos el consumo del agua del cultivo (Ecuación, 39).

$$HSA = HIA + I - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) > SAT \Rightarrow CC \dots\dots\dots (37)$$

$$HSA = HIA + I - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) < PMP \Rightarrow PMP \dots\dots\dots (38)$$

$$HSA = HIA + I - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) \dots\dots\dots (39)$$

Donde

$$\begin{aligned} \text{si } HIA < PMP &\Rightarrow PMP \\ \text{si } HIA > CC &\Rightarrow CC \end{aligned}$$

La humedad del suelo en el horizonte B (HSB), se estimó así: si la humedad inicial del horizonte B, más el drenaje en el horizonte A, menos el consumo de agua por el cultivo es mayor que el contenido de agua a saturación HSB es igual al contenido de agua a capacidad de campo (Ecuación, 40). Si la humedad inicial del horizonte B, más el drenaje del horizonte A, menos el consumo de agua por el cultivo, es menor al contenido de agua en el punto de marchitez permanente este punto HSB es igual a PMP, (Ecuación, 41). En caso contrario HSB es igual a la humedad inicial del suelo en el horizonte B, más el drenaje del horizonte A, menos el consumo del agua del cultivo (Ecuación, 42).

$$HSB = HIB + DA - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) > SAT \Rightarrow CC \dots\dots\dots (40)$$

$$HSB = HIB + DA - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) < PMP \Rightarrow PMP \dots\dots\dots (41)$$

$$HSB = HIB + DA - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) \dots\dots\dots (42)$$

Donde

$$si HIB < PMP \Rightarrow PMP$$

$$si HIB > CC \Rightarrow CC$$

La humedad del suelo en el horizonte C (HSC), se estimó como sigue: si la humedad inicial del horizonte C, más el drenaje en el horizonte B, menos el consumo de agua por el cultivo es mayor que el contenido de agua a saturación, HSC es igual al contenido de agua a saturación (Ecuación, 43). Si la humedad inicial del horizonte C, más el drenaje en el horizonte B, menos el consumo de agua por el cultivo es menor que el contenido de agua a saturación el contenido de humedad HSC es igual al punto de marchitez permanente (Ecuación, 44) o directamente la humedad inicial del suelo en el horizonte C, más el drenaje del horizonte de B, menos el consumo del agua del cultivo (Ecuación, 45).

$$HSC = HIC + DB - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) > SAT \Rightarrow SAT \dots\dots\dots (43)$$

$$HSC = HIC + DB - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) < PMP \Rightarrow PMP \dots\dots\dots (44)$$

$$HSC = HIC + DB - ETC(CONSUMO DE AGUA/50) \dots\dots\dots (45)$$

Donde

$$si HIC < PMP \Rightarrow PMP$$

$$si HIC > CC \Rightarrow CC$$

La aplicación del modelo se realizó tomando en cuenta los 42 años de registros. Se seleccionaron suelos representativos (Anexo 9.1) de cada formación (Metatobas de El Chino-El Caño y Metalavas de El Carmen), y dentro de cada formación uno por cada nivel de susceptibilidad (altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos). Como cobertura se seleccionó el herbazal arbolado por ser la predominante en el área de estudio, tal como se demostró en el capítulo cinco.

En general, se evaluó el comportamiento del régimen de humedad de suelo tomando en cuenta dos procesos hidrológicos. El primer proceso relacionado con la condición  $HTS > SAT$  y el segundo con la condición  $CC (-33 \text{ kPa}) > HTS$ , condiciones que fueron evaluadas en base diaria y mensual.

En síntesis, se aplicó el modelo SOMORE para establecer el nivel de riesgo de ocurrencia de deslizamientos, bajo las siguientes condiciones:

- Se usaron como datos de entrada valores de precipitación de la estación Tiara, evapotranspiración potencial (calculada), conductividad hidráulica saturada (medida en cilindros), retención de humedad a  $-33 \text{ kPa}$  (medida en cilindros), retención de humedad a  $-1500 \text{ kPa}$ , (medida en ollas de presión, para algunos puntos de muestreo) y profundidad efectiva del suelo (medida en campo).
- Se consideró como humedad crítica, los valores de humedad total de suelo que sobrepasan la capacidad de almacenamiento del suelo (SAT) y los valores de capacidad de campo (CC,  $-33 \text{ kPa}$ ).
- Para estimar la ocurrencia de deslizamientos, en base a este criterio, se determinó la frecuencia con la cual esta condición ocurre tomando en cuenta los 42 años de registros y las cuatro condiciones de suelo.
- Adicionalmente, se determinó la secuencia en días en la cual una u otra condición persiste.
- Posteriormente se determinaron los percentiles P90, P75 y P50.
- El análisis final se realizó por periodos de humedad definidos como Prehúmedo ( $PP > ET0/2$ ;  $PP < ET0$ ), húmedo ( $PP > ET0$ ), Posthúmedo ( $PP < ET0$ ;  $PP > ET0/2$ ), los cuales comprenden prehúmedo (abril-mayo), húmedo (mayo-noviembre) y posthúmedo (noviembre-diciembre).

### **9.3.3. Probabilidad de ocurrencia de los eventos $HTS > SAT$ y $HTS > CC$ .**

Finalmente, para estimar la probabilidad de ocurrencia de los eventos  $HTS > SAT$  y  $HTS > CC$ , se realizó un análisis de frecuencia relativa acumulada, que no es más, que la frecuencia acumulada dividida por la frecuencia total. Los valores finales de la frecuencia relativa acumulada tienden a acercarse a un mismo valor. Este valor corresponde a la probabilidad de un evento.

## **9.4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.**

Los resultados y discusión se centraron inicialmente en la comparación de los suelos desarrollados sobre áreas altamente ó ligeramente susceptibles dentro de cada formación. Posteriormente, se analizaron las relaciones entre el factor activador (clima) y las áreas alta y ligeramente susceptibles a los deslizamientos (factor condicionante) usando el modelo SOMORE, evaluando con ello el riesgo.

### **9.4.1. Propiedades de los suelos en áreas altamente y ligeramente susceptibles a deslizamientos.**

### 9.4.1.1. Metatobas de El Chino-El Caño (FCH).

Los suelos localizados en áreas ligeramente susceptibles son significativamente diferentes ( $\alpha = 0,05$ ) a los localizados en las áreas altamente susceptibles, en propiedades químicas y físicas del horizonte A. En general, los suelos en las áreas altamente susceptibles son poco profundos, por esta razón, se encontraron solo dos perfiles con horizonte B. Como consecuencia, la comparación de las propiedades de este horizonte no produjo diferencias estadísticamente significativas.

El horizonte A del suelo en las áreas ligeramente susceptibles tiene un mayor contenido de bases, con excepción del  $K^+$ , mayor conductividad eléctrica, reacción menos ácida y mayor porcentaje de materia orgánica que en las áreas altamente susceptibles (Cuadro 9.1), condiciones que favorecen la formación de agregados de suelos (Six *et al.*, 2004). Asimismo, tiene un menor porcentaje de arcilla y de fracción gruesa ( $> 2\text{mm}$ ), con valores más altos de densidad aparente, poros  $< 15 \mu\text{m}$  y módulo de ruptura (Wagner, 1998) (Cuadro 9.2). Desde el punto de vista estructural, el diámetro medio ponderado (DMP) es mayor, asociado a una mayor proporción de agregados de 2-4 mm y porcentajes menores de agregados menores de 2 mm (Cuadro 9.3). Esta mejor estructura del suelo se refleja en una mayor retención de humedad (%) a -33 kPa; aunque la conductividad hidráulica saturada es menor (Cuadro 9.4). Sin embargo, los valores de  $K_s$  deben ser interpretados con cuidado, ya que los estadísticos usados para estimar la variabilidad, tales como la desviación estándar y el coeficiente de variación (Cuadro 9.5) indican que esta es una propiedad muy variable. Esto coincide con el planteamiento de diversos autores (como Warrick y Nielsen, 1980; Kutilek y Nielsen, 1994; Pla 1999; Dalurzo, 2010) que consideran a la conductividad hidráulica saturada el suelo como una propiedad dinámica, cuyos valores se caracterizan por una gran variabilidad.

Cuadro 9.1. Promedio de los valores de las propiedades químicas de los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizonte	CIC de las arcillas <sup>1</sup>		Ca	Mg	K	Na	SB	CE 1:5	Mo	pH agua 1:1
			CIC									
			Cmol (-)/kg		Cmol (+)/kg			(%)	dS/m	(%)		
Ligeramente susceptible	21	A	34,5*	141,9	13,4*	8,0*	0,6*	0,4	65,7*	0,2	2,8*	5,5*
	13	B	34,3	-	13,2	8,5	0,3	0,5	65,5	0,1	2,8	5,5
Altamente susceptible	15	A	21,7*	71,6	4,3*	4,5*	0,9*	0,4	46,9*	0,1	2,7*	4,9*
	2	B	23,6	-	3,9	4,8	0,5	0,3	42,3	0,1	2,3	4,6

<sup>1</sup>= CIC de las arcillas(( CIC - CO \* 1,9 \* 1,2) / (% A)) \* 100

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Cuadro 9.2. Promedio de los valores de la distribución de tamaño de partículas y variables estructurales de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible, desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizonte	Arcilla	Limo	Arena	Fracción gruesa	Da	PT	P <15µm	P >15µm	Módulo de ruptura
			(%)			(Mg/m <sup>3</sup> )		(%)		(kg/cm <sup>2</sup> )	
Ligeramente susceptible	21	A	19,7*	52,8	27,5	18,7*	1,3	45,6	35,2*	10,4	363,9*
	13	B	22,7	55,3	22,0	14,3	1,3	43,6	34,4	9,2	421,7
Altamente susceptible	15	A	21,1*	44,0	34,9	52,9*	1,2	43,9	30,3*	13,6	194,0*
	2	B	28,4	50,8	20,9	24,1	-	-	-	-	-

\*Diferencias significativas,  $\alpha=0,05$

Cuadro 9.3. Valores promedios de la distribución de agregados estables al humedecimiento de los suelos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizontes	DMP	2-4mm	1-2mm	0,5-1mm	0,25-0,5mm	< 0,25 mm
			(mm)			(%)		
Ligeramente susceptible	21	A	2,1*	73,0*	5,4*	3,7*	2,7*	14,6*
Altamente susceptible	15	A	1,2*	50,3*	10,0*	7,3*	5,5*	27,0*

\*Diferencias significativas,  $\alpha=0,05$

Los suelos en ambas áreas se asemejan en las siguientes propiedades: Presentan un incremento del contenido de arcilla con la profundidad, aunque los suelos localizados en las áreas ligeramente susceptibles, presentaron menor contenido de arcilla en el horizonte A y B y menor contenido de fracción gruesa. Desde el punto de vista estructural los valores de poros mayores a 15 µm, los contenidos de fracción gruesa, el DMP y el dominio de la fracción de distribución de agregados estables al humedecimiento de diámetro 2-4mm promueven condiciones que favorecen la infiltración, lo cual puede dar inicio a la ocurrencia de deslizamientos (Ayala, 2006; Ferrer, 2006; Pérez, 2008).

En cuanto al índice de plasticidad, los valores muestran que los suelos de ambas áreas presentaron una alta plasticidad, por lo tanto son susceptibles a la deformación (resquebrajarse o fluir), lo cual está relacionado con el tipo y el contenido de arcilla y los cationes intercambiables (Pla, 1977). Los tipos de arcilla presentes, determinados en función de la capacidad de intercambio catiónico de las arcillas (Cuadro 9.1) corresponden a arcillas 2:1 (esmeclitas y vermiculitas) que presentan una alta capacidad de retención de humedad. Estos resultados concuerdan con lo reportado por Hernández *et al.* (2004), los cuales establecen que según los difractogramas de la fracción arcillosa del suelo, los materiales parentales están conformados principalmente por vermiculita, aunque también identificaron esmeclita, clorita y varios interestratificados.



Cuadro 9.4. Valores promedios de las propiedades hidrológicas de los suelos desarrollados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño.

Susceptibilidad	n	Horizonte	Profundidad	Diferencia de profundidad	Ks	INF	Da	-15 kPa	-33 kPa	SAT	-15 kPa	LIP	-33 kPa	LSP	SAT	Índice de Plasticidad (% de humedad)
								mm	(cm h-1)		(mm h-1)		(Mg m3)			
Ligeramente susceptible	21	A	0-130*	130	20,4*	203,9	1,3	20,1	25,9*	40,6	23,0	42	42,5	51	66,4	9
Ligeramente susceptible	13	B	130-260	130	28,5	285,4	1,3	20,1	24,3	38,4	25,2	38	40,3	49	63,7	11
Altamente susceptible	15	A	0-110*	110	52,3*	523,0	1,2	16,1	17,3*	48,1	20,6	43	25,4	51	70,9	9

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Cuadro 9.5. Desviación estándar (d) y coeficiente de variación (CV) de las propiedades hidrológicas de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metatobas de El Chino-El Caño.

Susceptibilidad	n	Horizonte	-33 kPa (%)		15 kPa (%)		Saturación (%)		Ks (cm h-1)		IP (%)	
			CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar
Ligeramente susceptible	21	A	15,2	3,9	15,4	2,2	13,4	5,4	67,2	13,7	6,4	2,9
Altamente susceptible	13	B	16,0	3,9	20,0	3,0	10,9	4,2	65,2	18,6	-	-
	15	A	17,8	3,1	12,4	1,7	23,1	11,1	55,3	28,9	21,9	3,6

### 9.4.1.2. Metalavas de El Carmen (FCA).

Los suelos localizados en las áreas ligeramente susceptibles son significativamente diferentes ( $\alpha = 0,05$ ) a los suelos localizados en áreas altamente susceptibles en algunas propiedades químicas y físicas del horizonte A. En general los suelos de las áreas altamente susceptibles presentan menor espesor del horizonte A. El perfil modal corresponde a un horizonte A sobre un horizonte C, razón por la cual se tienen pocos datos de los horizontes B.

El horizonte A de los suelos en las áreas ligeramente susceptibles muestra menor acidez, mayor contenido de bases con excepción del  $K^+$ , menor conductividad eléctrica, y menor porcentaje de materia orgánica (Cuadro 9.6). Adicionalmente presenta menor contenido de la fracción gruesa ( $> 2mm$ ) y mayor valor de módulo de ruptura (Cuadro 9.7).

Cuadro 9.6. Promedio de los valores de las propiedades químicas de los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizonte	CIC de las arcillas		Ca	Mg	K	Na	SB	CE 1:5	Mo	pH agua 1:1
			Cmol (-)/kg	Cmol (+)/kg								
Ligeramente susceptible	16	A	32,6	149,7	9,6	11,3*	0,6*	0,9*	68,7*	0,1	3,0*	5,6*
	5	B	35,7	171,3	11,0	13,3	0,3	1,1	72,1	0,1	2,5	5,8
Altamente susceptible	15	A	30,7	141,3	10,6	7,0*	1,0*	0,4*	62,0*	0,2	3,4*	5,5*
	6	B	30,6	-	10,5	6,9	0,7	0,3	59,6	0,1	3,3	5,3

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Cuadro 9.7. Promedio de los valores de la distribución de tamaño de partículas y variables estructurales de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible, desarrollados sobre las formación Metalavas de El Carmen.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizonte	Arcilla	Limbo	Arena	Fracción gruesa	Da	PT	P	P	Módulo de ruptura
							(Mg/m3)	(%)	<15 $\mu$ m	>15 $\mu$ m	
						(%)	(Mg/m3)	(%)	(%)	(kg/cm2)	
Ligeramente susceptible	16	A	17,8	59,9	22,3	18,1*	1,4	42,0	33,4	8,7	372,4*
	5	B	23,5	63,0	13,4	13,5*	1,5	41,4	34,8	6,6	431,1
Altamente susceptible	15	A	17,0	49,6	26,7	47,0*	1,3	36,8	26,3	10,6	225,4*
	6	B	33,8	40,1	26,1	57,9*	-	-	-	-	-

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Los suelos en ambas áreas que tienen horizonte B muestran un incremento en el contenido de arcilla con la profundidad. Este incremento de arcilla es mayor que en los suelos de la formación Metalavas de El Chino-El Caño y está asociado a una reducción de los valores de conductividad hidráulica (Cuadro 9.9). Esta condición puede restringir el movimiento de agua a través del perfil de suelo y favorecer la ocurrencia de deslizamientos superficiales.

Las variables relacionadas con la estabilidad estructural en el horizonte A indican que en ambas áreas (ligeramente y altamente susceptibles) el DMP y la proporción de distribución de agregados estables al humedecimiento dominante es la de 2-4 mm (Cuadro 9.8). Esto indica que en ambas áreas se favorece la formación y distribución de los agregados de suelos y con ello la estructura y movimiento del agua en el horizonte superficial. Esta condición, asociada a la baja permeabilidad del horizonte subsuperficial es favorable a la ocurrencia de deslizamientos superficiales.

Al igual que en los suelos formados sobre las Metatobas de El Chino-El Caño, los valores de desviación estándar y coeficiente de variación revelan que los valores de Ks exhiben una alta variabilidad (Cuadro 9.10).

Cuadro 9.8. Valores promedios de la distribución de agregados estables al humedecimiento de los suelos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen.

Susceptibilidad a los deslizamientos	n	Horizontes	DMP*	2-4mm	1-2mm	0,5-1mm	0,25-0,5mm	< 0,25 mm
			(mm)	(%)				
Ligeramente susceptible	16	A	2,1	73,3*	6,4*	3,7*	2,9*	13,7*
Altamente susceptible	15	A	1,9	80,8*	4,4*	2,2*	1,4*	11,2*

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Cuadro 9.9. Valores promedios de las propiedades hidrológicas de los suelos desarrollados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen.

Susceptibilidad	n	Horizonte	Profundidad	Diferencia de profundidad	Ks	INF	Da	-15 kPa	-33 kPa	SAT	-15 kPa	LIP	-33 kPa	LSP	SAT	Índice de Plasticidad (% de humedad)
Ligeramente susceptible	17	A	0-130	130	12,4	124,2	1,4	19,8	20,0	35,3	23,8	40	36,5	50	64,2	9
	5	B	130-250	120	2,2	21,9	1,5	18,5	22,2	29,4	26,5	40	39,4	51	52,0	11
Altamente susceptible	15	A	0-120	120	14,5	145,4	1,3	17,0	22,8	34,5	21,7	40	37,7	49	57,2	9

\*Diferencias significativas,  $\alpha = 0,05$

Cuadro 9.10. Desviación estándar (d) y coeficiente de variación (CV) de las propiedades hidrológicas de los suelos localizados en áreas altamente ó ligeramente susceptible a los deslizamientos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen.

Susceptibilidad	n	Horizonte	-33 kPa (%)		15 kPa (%)		Saturación (%)		Ks (cm h-1)		IP (%)	
			CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar	CV	Desviación estándar	n	Desviación estándar	CV	Desviación estándar
Ligeramente susceptible	16	A	12,7	2,6	8,8	1,2	16,5	5,8	77,8	9,7	14,8	2,7
	5	B	2,9	0,7	5,8	0,9	3,1	0,9	60,8	1,3	21,8	4,6
Altamente susceptible	15	A	13,3	3,0	8,5	1,1	10,6	3,6	82,5	12,0	31,5	5,6

## 9.4.2 .Conductividad hidráulica del horizonte C del suelo

El cuadro 9.11, muestra los resultados de las determinaciones de densidad aparente y conductividad hidráulica saturada realizadas en el horizonte C de suelos en cada una de las formaciones consideradas. El horizonte C del suelo en la formación Metalavas de El Carmen es más denso y su conductividad hidráulica es más restrictiva, que en la formación Metatobas de El Chino-El Caño. Estos resultados coinciden con las observaciones realizadas durante el muestreo de suelos en campo. El horizonte C en las Metatobas de El Chino-El Caño era más fácilmente penetrable por los implementos de muestreo y mostraba algunas raíces muy finas.

Cuadro 9.11. Valores promedios de conductividad hidráulica de los horizontes C de los suelo desarrollados sobre las formaciones Metalavas de El Carmen (FCA) y Metatobas de El Chino-El Caño (FCH).

Formación	Da (Mg/m <sup>3</sup> )	Ks (cm h <sup>-1</sup> )
FCH	1,41	25,8
FCA	1,59	0,8

n=6 para cada formación.

## 9.4.3 .Régimen de humedad de los suelos

### 9.4.3.1. Comportamiento del régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a saturación total (HTS>SAT).

Los resultados muestran que el régimen de humedad de los suelos varía según las condiciones climáticas y las características de los suelos. el porcentaje de veces en que la humedad total del suelo es mayor que el contenido de agua a saturación (Cuadro 9.12) muestra una mayor proporción de ocurrencia en el periodo húmedo (mayo-octubre), con valores más altos en los meses de junio, julio y agosto. Esta proporción disminuye hacia el periodo posthúmedo hasta hacerse casi nula en el periodo seco e incrementar nuevamente hacia el periodo prehúmedo. Este comportamiento está relacionado directamente con la variabilidad interanual de la precipitación, específicamente la estacionalidad de la precipitación.

El número de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la saturación es marcadamente mayor en las áreas altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen (FCAAS), que en las otras condiciones de suelo consideradas en este estudio (Figura 9.1). Esto revela que existen características del suelo que determinan que ésta condición de humedad se presente con mayor o menor frecuencia. Particularmente el suelo representativo de las áreas altamente susceptibles en la formación Metalavas de El Carmen es poco profundo, presenta un horizonte A sobre un C y los valores de Ks del horizonte C son muy bajos. Adicionalmente este suelo presenta la condición SAT más baja (Anexo 9.1).

Cuadro 9.12. Porcentaje de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la saturación del suelo en 42 años de registro.

Unidad	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN*	JUL*	AGO*	SEP*	OCT*	NOV	DIC
FCHLS	0	0	0	1	6	10	16	8	5	5	1	0
FCHAS	0	0	0	2	6	7	13	6	5	5	2	0
FCALS	0	0	0	2	6	8	15	7	5	5	2	0
FCAAS	0	0	1	3	10	20	24	17	13	11	4	1

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

Al determinar en qué fecha del total de años de registro se presentaron los valores más altos de esta condición (HTS>SAT) se encontró que ésta se presentó más veces en el año 1965. Este año, aunque no fue el más húmedo presentó un incremento de la precipitación acumulada a partir del mes de julio, sobrepasando incluso la precipitación acumulada del año más húmedo (Figura 9.2). Esto ocasionó que en este año ocurrieran repetidas veces la condición HTS>SAT en todas las condiciones de suelo. Adicionalmente, este año presentó la mayor precipitación máxima mensual del total de años de registro en el mes de agosto (Cuadro 8.8), mes en que los suelos ya han alcanzado la capacidad de campo y es mucho más fácil sobrepasar los niveles de saturación del suelo, lo cual influye en la ocurrencia de deslizamientos.

Adicionalmente, es importante señalar que este año presentó, en comparación con el año más húmedo, secuencias más largas de días húmedos dentro del periodo húmedo (14 días/mes), mayor cantidad de días húmedos (27 días/mes), y precipitaciones mensuales más altas (Anexos 8.3 y 8.4). La asociación de valores máximos de precipitación y condiciones de saturación de suelo, se relacionan a la ocurrencia de deslizamientos (Cuadro 9.12).

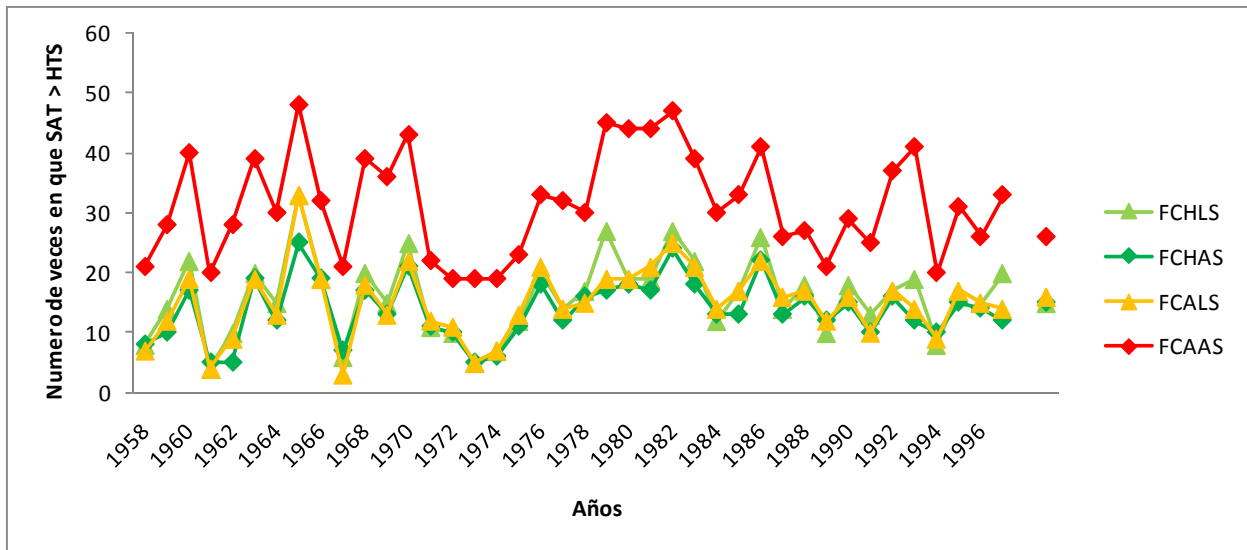


Figura 9.1. Número de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la saturación en 42 años de registros.

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

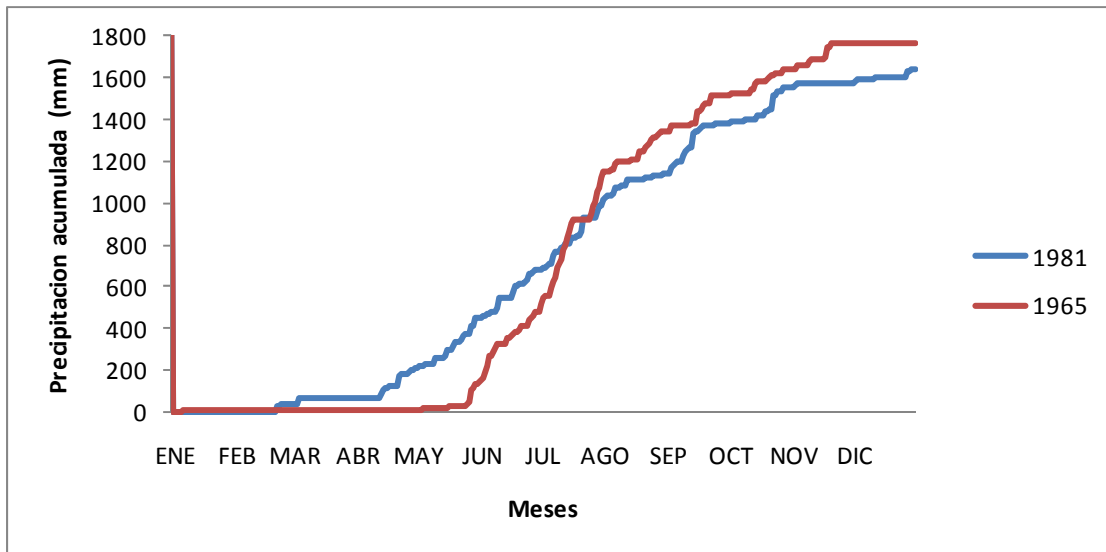


Figura 9.2. Precipitación acumulada del año 1965 (año donde la condición HTS>SAT se presentó más veces) y 1981(año más húmedo).

El cálculo de los percentiles reveló, que los valores más altos de la frecuencia de la condición HTS>SAT, se presentaron en los meses de junio, julio y agosto en todas las condiciones comparadas (FCHLS, FCHAS, FCALS y FCAAS).

La escasa diferencia en estos valores entre las áreas ligeramente (FCHLS) y altamente (FCHAS) susceptibles de la formación Metatobas de El Chino-El Caño indica que la susceptibilidad de estas áreas, depende no solo de las características del suelo o de las condiciones climáticas. Otros factores relacionados con la cobertura y el relieve influyen sobre los niveles de susceptibilidad, y es la conjunción de estas variables lo que determina el grado de susceptibilidad. De hecho, en el caso de la formación Metatobas de El Chino-El Caño, la susceptibilidad está relacionada con la longitud y gradiente de la pendiente (LS), la pendiente, el índice de convergencia, la dirección del flujo de agua y la cobertura vegetal, tal como se estableció en el capítulo siete.

Por el contrario, los valores de la frecuencia de ocurrencia de la condición HTS>SAT, son más bajos en el suelo desarrollado sobre áreas ligeramente susceptibles (FCALS) de la formación Metalavas de El Carmen (Cuadro 9.15) que en los suelos desarrollados en las áreas altamente susceptibles FCAAS (Cuadro 9.16). Este resultado revela que donde aflora esta formación geológica, aún bajo las mismas condiciones de precipitación, las características del suelo son determinantes de la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos.

Adicionalmente, se determinaron las fechas en las cuales se produjo con mayor cuantía la condición HTS>SAT (Cuadros 9.13, 9.14, 9.15 y 9.16). Se encontró que los meses y años donde se encuentran los máximos valores (HTS>SAT), coinciden con valores altos de la precipitación máxima mensual del total de años de registro, tal como ocurrió en el mes de julio de (1965). En el mes de junio el comportamiento de los suelos dependió de: la máxima secuencia de días húmedos dentro del año (junio, 1965; junio, 1979); de la precipitación máxima mensual dentro del año (junio, 1960, 1968; 1969; 1979; 1995) y del máximo número de días húmedos (junio, 1979), e incluso combinaciones de estas variables (junio, 1979).

En algunos casos, como en el año 1979 influyó la confluencia de las condiciones de precipitación máxima, máxima secuencia de días húmedos y el máximo número de días húmedos. En este año, la humedad antecedente jugó un papel importante en la aparición de condiciones favorables a la ocurrencia de deslizamientos, ya que los valores de precipitación mensual fueron menores al resto de los años analizados (349 mm/mes), mientras que los valores del número de días húmedos (28 días) y el número de días húmedos consecutivos (17) fueron mayores (Anexos 8.3 y 8.4). Este último, corresponde con el máximo valor encontrado para este año, aunque no es el mayor valor en el total de años de registros, para este mes.

En el mes de julio del año 1965, influyó la humedad antecedente o la precipitación acumulada (Figura 9.3). En este año se encontró la máxima lámina mensual del total de años de registros. En agosto de 1980, influyó la ocurrencia de precipitaciones extremas (518 mm/Mes) dentro del año, la cual representó el 31% de la precipitación total anual (Anexo 8.1).

Con este análisis, se evidenció que las variables de la precipitación determinadas, pueden estar relacionadas con la ocurrencia de deslizamiento de forma individual y que estas se conjugan para incrementar la tendencia a la ocurrencia de deslizamientos. La ocurrencia de deslizamientos pueden ser desencadenada por la existencia de algunos valores máximos, sin que necesariamente todos los valores máximos confluyan. Adicionalmente se constata la importancia de la humedad antecedente en la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos.



En las áreas calificadas como altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen se encontraron valores altos de esta condición en los meses de septiembre, octubre y noviembre. Los valores máximos se corresponden a los años 1975; 1959 y 1984 y 1977 respectivamente. En el mes de septiembre de 1975 confluyen la precipitación máxima mensual (264 mm/mes representando el 24% del total anual) y la mayor cantidad de días húmedos (20 días). En octubre de 1959, se presentó la máxima precipitación mensual anual (217 mm/mes), representando el 17% del total anual y en octubre de 1984 y en noviembre de 1977, influyó la humedad antecedente, la cual afectó solo a los suelos desarrollados sobre esta formación y calificadas como altamente susceptibles debido a las características del suelo.

Cuadro 9.13. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHLS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	0	2	4	7	9*	5	4	4	1	0
P 75	0	0	0	0	3	5	6	3	2	2	1	0
P 50	0	0	0	0	1	3	5	2	1	1,0	0	0
Max	0	0	2	3	10	9	20	9	4	5	2	3
Años <sup>1</sup>			1995	1978	1982	1979	1965	1980	1963, 1970, 1975, 1986, 1989	1959	1992	1970

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.14. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	0	2	4	5	8*	4	3	3	1	0
P 75	0	0	0	1	3	3	5	2	2	2	1	0
P 50	0	0	0	0	1	2	3	2	2	1	0	0
Max	1	0	0	3	8	6	14	7	6	4	2	2
Años <sup>1</sup>	1969			1984	1982	1960, 1995	1965	1980	1989	1966, 1988	1982, 1992	1985

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.15. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCALS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	0	2	4	6	8*	4	4	3	1	0
P 75	0	0	0	1	3	4	6	3	2	2	1	0
P 50	0	0	0	0	1	2	4	2	2	1	0	0
Max	0	0	2	3	8	6	21	8	6	4	2	2
Años			1995	1960, 1978	1982	1965, 1968, 1969, 1979, 1995	1965	1980	1989	1975, 1986	1990, 1992	1985, 1970

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.16. Percentiles de la condición HTS>SAT en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCAAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	1	3	8	10	11*	8	6	6	2	1
P 75	0	0	0	1	5	8	10	6	5	5	2	0
P 50	0	0	0	0	3	6	7	5	4	3	1	0
Max	1	0	3	4	12	12	22	13	10	8	4	4
Años	1969, 1972	1995	1969, 1972	1993	1982	1979	1965	1980	1975	1959, 1984	1977	1985

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

#### 9.4.3.2. Secuencia del régimen de humedad del suelos bajo la condición humedad total mayor a saturación total (HTS>SAT).

La condición humedad total del suelos mayor a saturación (HTS>SAT) se mantuvo por un máximo de 12 días continuos en tres de los escenarios de suelo estudiados (FCHLS, FCALS y FCAAS). La máxima secuencia de días con esta condición se presentó en el mes de julio del año 1965, año en el cual ocurrió la máxima lámina del total de años de registro (Cuadros, 9.17, 9.19 y 9.20),.

En el suelo desarrollado sobre el área altamente susceptible de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHAS) se presentó una secuencia máxima de seis días continuos bajo esta condición para los años 1982 y 1990 (Cuadro 9.18). Esto se debe a que estos suelos presentan valores de saturación (SAT) y Ks (Anexo 9.1) altos en comparación con el resto de suelos, lo cual favoreció en cierta forma que la condición preestablecida se produjera menos veces en comparación con el resto de los suelos.

Al determinar el percentil 90 de la secuencia de ocurrencia de la condición HTS>SAT, se encontró que en el 90 por ciento de los años ésta condición se presentó cuatro días continuos ó menos, excepto en los suelos desarrollados sobre las áreas altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen, donde esta condición se presentó seis días continuos o menos, en el mes de julio. En los suelos desarrollados sobre esta formación, la secuencia es más larga debido

a las condiciones de suelo. Estos por lo general son suelos que presentan un horizonte A sobre un C. El horizonte C presenta una conductividad hidráulica muy baja, que restringe el paso del agua a través del perfil del suelo, saturándose en consecuencia el horizonte superficial el cual a su vez presenta el valor más bajo de SAT (Anexo 9.1). Estas características le confieren a esta área una mayor propensión a la ocurrencia de deslizamiento. Adicionalmente estos suelos alcanzan más veces la condición HTS>SAT y en el 90 por ciento de los años, esta condición ocurre a partir del mes de marzo. Igualmente en los suelos desarrollados sobre esta formación, el comportamiento de la precipitación como detonante es más variable, ya que la condición HTS>SAT se presentó en el mes de junio, en los años 1963, 1980, 1983 y 1993. En 1963 se presentó la máxima secuencia de días húmedos para el mes de junio. En 1980 se presentaron 10 días consecutivos con precipitación de un total de 20 días húmedos y una precipitación mensual de 222mm/mes. En el año 1983, se presentó la máxima secuencia de días húmedos (43 días) en el año (julio), presentando el mes de junio un valor de 14 días consecutivos con precipitación de 28 días húmedos, y una precipitación de 336mm/mes. En el año 1993, el mes de junio presentó una secuencia de 19 días húmedos consecutivos de un total de 24 días, y presentó una precipitación 265mm/mes.

En las áreas calificadas como ligeramente susceptibles de ambas formaciones se presentó la máxima secuencia de la condición HTS>SAT, en los meses de junio y julio del años 1965. El año 1965 se corresponde con el año que presentó la máxima lámina mensual en el total de años de registro, presentando el mes de junio 355mm/mes. El año 1995 presentó una lámina mensual de 332mm/año, 26 días húmedos y una secuencia de 12 días húmedos.

Cuadro 9.17. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como ligeramente susceptibles (FCHLS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0
P 75	0	0	0	0	1	2	3	2	1	1	1	0
P90	0	0	0	1	2	2	4	2	1	2	1	0
Max	0	0	1	3	4	3	12	3	2	2	2	2
Media	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0
Años <sup>1</sup>						1995	1965	1964, 1990, 1997				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.18. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como altamente susceptibles (FCHAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0
P 75	0	0	0	1	1	1	3	1	1	1	1	0
P90	0	0	0	1	2	2	4	1	1	1	1	0
Max	1	0	1	2	2	3	6	3	2	2	2	2
Media	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	1	0
Años <sup>1</sup>						1965	1982, 1990	1964				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.19. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados de los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como ligeramente susceptibles (FCALS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	0	0
P 75	0	0	0	1	1	2	3	1	1	1	1	0
P90	0	0	0	1	2	2	4	2	1	2	1	0
Max	0	0	2	3	4	3	12	3	2	2	2	2
Media	0	0	0	0	1	1	2	1	1	1	0	0
Años <sup>1</sup>						1965	1965	1964				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.20. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>SAT en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como altamente susceptibles (FCAAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	1	2	2	2	1	2	1	0
P 75	0	0	0	1	2	3	3	3	2	2	1	0
P90	0	0	1	1	3	3	6	3	2	3	2	1
Max	1	0	3	3	6	4	12	4	3	5	2	4
Media	0	0	0	0	2	2	3	2	1	2	1	0
Años <sup>1</sup>					1985	1963, 1980, 1983, 1993	1965	1960, 1974, 1993	1985			

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Los años de 1963, 1969, 1975 corresponden a fechas en las cuales se presentó una mayor variabilidad, el año 1975, a pesar de que no presentó la ocurrencia de algún evento extraordinario, presentó un incremento no gradual de la precipitación acumulada, lo cual influye en la ocurrencia de deslizamientos. Los años 1993 y 1999 no presentaron eventos extraordinarios, pero la precipitación acumulada de estos años es muy similar a la del año 1981, año más húmedo (Figura 8.29).

#### 9.4.3.3. Comportamiento del Régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a capacidad de campo HTS>CC.

Los resultados muestran que la condición humedad total de suelo mayor a capacidad de campo ocurre en mayor proporción en las zonas altamente susceptibles de ambas formaciones geológicas, lo cual puede estar relacionado con la mayor susceptibilidad de ambas áreas (Cuadro 9.21). Esta condición se presentó en mayor cuantía en el periodo húmedo (mayo-octubre), presentando los valores más altos en los meses de mayo, junio y julio, por lo cual en estos meses existe una mayor tendencia a la ocurrencia de deslizamientos.

Cuadro 9.21. Porcentaje de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la capacidad de campo en 42 años de registro.

Unidad	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY*	JUN*	JUL*	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FCHLS	0	0	0	4	16	37	43	36	22	18	7	2
FCHAS	3	1	2	8	26	48	53	48	36	31	17	10
FCALS	0	0	1	5	18	37	44	36	24	20	8	3
FCAAS	1	0	2	6	22	45	51	45	32	26	11	5

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

En los cuatros suelos seleccionados la condición (HTS>CC) presentó un comportamiento similar (Figura 9.3). Las áreas calificadas como altamente susceptibles de ambas formaciones geológicas, presentaron los valores más altos debido a las características del suelo tales como: incremento del contenido de arcilla con la profundidad, mayor contenido de fracción gruesa, mayor infiltración condicionada por la densidad aparente y menor profundidad del suelo.

En las cuatro condiciones de suelo, ésta condición se presentó más veces en el año 1981, que se corresponde con el año más húmedo. Este año, además de presentar la máxima precipitación acumulada (Figura 8.26), presentó las precipitaciones máximas más alta del total de años para los meses de febrero y marzo, y los valores más altos del número de días húmedos y del número de días húmedos consecutivos en los meses de febrero, abril y octubre.

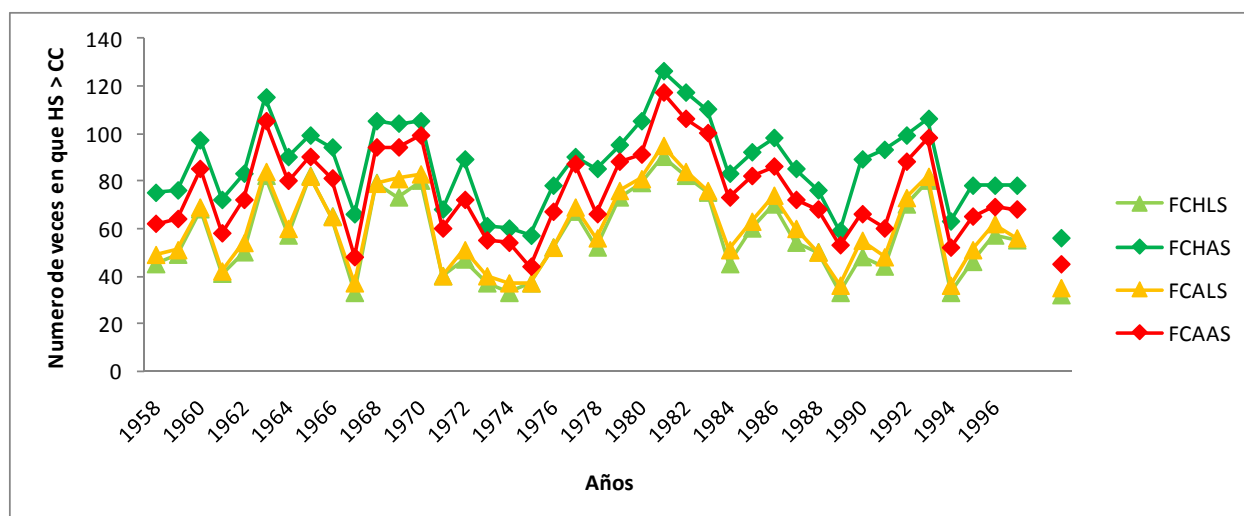


Figura 9.3. Número de veces en que la humedad total del suelo es mayor a la capacidad de campo en 42 años de registros.

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

Los percentiles de la condición (HTS>CC), mostraron que en el 90 por ciento de los años, ésta condición ocurrió veinte veces ó menos, en el mes de julio en las áreas calificadas como ligeramente susceptibles en ambas formaciones (Cuadros 9.22 y 9.24), mientras que en las áreas

altamente susceptibles (Cuadros 9.23 y 9.25), esta condición ocurrió veintidós veces ó menos. Se concluyó que estos suelos al localizarse en áreas altamente susceptibles de suelos menos profundos y mayores contenidos de fracción gruesa, entre otras características particulares de cada área, son más proclives a alcanzar esta condición, por tanto más propensas a la ocurrencia de deslizamientos. Condición que incluso se puede alcanzar los primeros meses del año, que se corresponden con el periodo seco.

Al determinar las fechas en las cuales ocurren los máximos de esta condición ( $HTS > CC$ ), se encontró, que estos valores están influenciados directamente por las variables relacionadas con la precipitación. El año 1981 corresponde al año más húmedo, en el mes de abril de este año, se alcanzó esta condición, solo en las áreas altamente susceptibles en ambas formaciones. En este caso, hay una influencia de los valores de precipitación máxima y las condiciones de suelo. En 1982, en los meses de mayo y junio ocurrió una precipitación de 475mm/mes y 259mm/mes con 22 y 28 días húmedos, respectivamente. En 1966 en el mes de julio se presentó una secuencia de días húmedos de 21 días de un total de 29 días húmedos, con una precipitación de 343 mm/mes. En 1993 en el mes de agosto, se presentaron 10 días consecutivos de precipitación de un total de 25 días, este año tiene un comportamiento similar al año más húmedo. En septiembre igualmente se evidenció la influencia de las características del suelo en la propensión o susceptibilidad a los deslizamientos. En este caso, en las áreas ligeramente susceptible de ambas formaciones, la condición se presentó en el año 1970, influyendo en este caso la humedad antecedente o secuencia de días húmedos (10) y la cantidad de días húmedos (23) con una precipitación máxima de 261mm/mes, mientras que en las áreas altamente susceptibles la condición se presentó en el año 1994, año que presentó un total de 20 días húmedos, 6 días consecutivos con precipitación y una precipitación de 186 mm/mes. En el año 1994 valores más bajos de estos parámetro dispararon la condición ( $HTS > CC$ ) y con ello la propensión o tendencia a los deslizamientos debido a las características del suelo.

En el mes de octubre, en ambas formaciones y condiciones de susceptibilidad, el comportamiento del suelo respecto a la precipitación es muy variable. Sin embargo este comportamiento se asoció a una mayor secuencia de días húmedos dentro del año y a las características de los suelos. En este caso, las variables relacionadas con las precipitaciones de los años 1979, 1981, 1984 y 1986 tienen una marcada influencia. En 1979, influyó la ocurrencia de una precipitación mensual de 255mm/mes, con seis días consecutivos de precipitación de un total de 18 días húmedos. En año 1981 corresponde al año más húmedo y en 1984 y 1986 influyó la confluencia de las variables estudiadas. Esta condición se presentó en los meses de noviembre de 1984 y diciembre de 1981 a consecuencia de la humedad antecedente y la cantidad de días húmedos.

Cuadro 9.22. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHLS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	1	4	13	19	20	17	12	10	5	2
P 75	0	0	0	2	7	16	18	14	9	7	3	1
P 50	0	0	0	0	4	11	15	10	6	6	2	0
Max	7	2	3	9	17	22	24	23	16	12	6	6
Años <sup>1</sup>					1982	1982	1966	1993	1970	1984		

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.23. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (FCHAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	2	1	2	5	16	21	22	20	16	13	8	7
P 75	1	0	1	4	11	19	21	18	13	12	7	4
P 50	0	0	0	2	8	15	17	14	10	10	4	3
Max	12	6	5	12	20	25	26	25	19	15	12	9
Años <sup>1</sup>				1981	1982	1982	1966	1993	1994	1981	1984	

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.24. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCALS), para 42 años de registro

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	0	0	1	4	13	19	20	17	12	10	5	3
P 75	0	0	0	3	8	16	18	14	9	8	4	1
P 50	0	0	0	0	5	11	15	10	6	6	2	0
Max	7	5	4	9	17	22	24	23	16	12	8	6
Años <sup>1</sup>					1982	1982	1966	1993	1970	1979		

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.25. Percentiles de la condición HTS>CC en el suelo representativo de áreas altamente susceptibles a deslizamientos, sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen (FCAAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P90	1	1	2	4	16	21	22	20	14	13	7	4
P 75	0	0	0	2,8	10	18,8	20	17,8	11,8	9,8	5	3
P 50	0	0	0	1	6	13,5	17	13	10	8	2	1
Max	10	6	4	11	20	25	26	25	19	14	12	8
Años <sup>1</sup>				1981	1982	1982	1966	1993	1994	1984, 1986	1984	1981

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

#### 9.4.3.4. Secuencia del régimen de humedad del suelo bajo la condición humedad total mayor a capacidad de campo HTS>CC.

Al analizar la secuencia de ésta condición (Cuadros 9.26, 9.27, 9.28 y 9.29), se encontró, que los máximos valores de la frecuencia de ocurrencia de la condición HTS>CC se alcanzaron en el mes de julio de 1976, con valores de 12 días continuos para los suelos desarrollados en áreas ligeramente susceptibles de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (Cuadro 9.26), y 15 días continuos en el año 1966, para los suelos desarrollados sobre áreas altamente susceptibles de la formación Metatobas de El Chino-El Caño (Cuadro 9.27), mientras que en los suelos desarrollados en áreas ligeramente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen (Cuadro 9.28) el máximo valor se alcanzó en el mes de agosto del año 1960 y en los suelos desarrollados en áreas altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen (Cuadro 9.29) en el mes de julio de año 1966.

En el 90 por ciento de los años, la condición HTS>CC se presentó en forma continua 10 veces o menos en el mes de julio en las áreas ligeramente susceptibles, mientras que en las áreas altamente susceptibles, esta condición se presentó 11 días consecutivos ó menos. A pesar de que aparentemente no existen gran diferencia entre formaciones y áreas ligera y altamente susceptibles, en las áreas calificadas como ligeramente susceptibles, ésta condición se presentó de forma consecutiva, en meses que se corresponden con el periodo seco (enero, febrero, marzo). Esto se debe a que los suelos en las áreas altamente susceptibles son menos profundos, presentan un mayor contenido de arcilla e incremento del contenido con la profundidad, lo que le confiere al mismo un alto nivel de susceptibilidad.

Cuadro 9.26. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como ligeramente susceptibles (FCHLS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	3	4	5	4	2	2	1	0
P 75	0	0	0	1	4	6	7	6	3	3	2	0
P90	0	0	1	3	5	8	10	7	5	5	3	1
Max	3	1	3	4	7	10	12	11	10	8	5	5
Media	0	0	0	1	3	4	5	5	3	3	1	0
Años <sup>1</sup>						1968	1976	1960				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor



Cuadro 9.27. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metatobas de El Chino-El Caño calificados como altamente susceptibles (FCHAS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	1	3	6	6	6	3	4	2	2
P 75	1	0	1	2	5	8	7	8	5	5	3	3
P90	2	1	1	3	6	11	10	9	7	6	4	4
Max	5	5	4	5	7	15	15	12	9	8	6	6
Media	1	0	0	1	3	6	6	6	4	4	2	2
Años <sup>1</sup>						1982	1966	1960				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.28. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como ligeramente susceptibles (FCALS), para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	3	4	5	5	3	3	2	0
P 75	0	0	0	2	4	7	7	6	3	4	2	1
P90	0	0	1	3	5	8	10	8	5	5	3	2
Max	3	5	4	4	7	11	11	12	9	8	5	6
Media	0	0	0	1	3	5	5	5	3	3	2	1
Años <sup>1</sup>						1963	1983, 1993	1960	1970			

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

Cuadro 9.29. Percentiles de la secuencia de la condición HTS>CC, en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen calificados como altamente susceptibles, (FCAAS) para 42 años de registro.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P 50	0	0	0	0	3	6	6	6	3	3	2	1
P 75	0	0	0	2	5	8	7	7	5	5	3	2
P90	1	0	1	3	6	11	10	9	6	6	4	3
Max	5	5	4	4	7	15	15	12	9	8	5	6
Media	0	0	0	1	3	6	6	6	4	4	2	1
Años <sup>1</sup>						1982	1966	1960				

<sup>1</sup>Años en los que se alcanza el máximo valor

#### 9.4.4. Probabilidad de ocurrencia de los eventos HTS>SAT y HTS>CC.

Como se observa en el Cuadro 9.30, la mayor probabilidad de ocurrencia del evento HTS>SAT se presentó en el periodo húmedo (mayo-octubre) en este caso la probabilidad calculada no tomó en cuenta la secuencia de días que dura esta condición. Si esta se tomará en cuenta incrementaría el nivel de riesgo. La mayor probabilidad (23%) se presentó en el mes de julio para los suelos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen, calificados como altamente susceptibles.

Cuadro 9.30. Probabilidad de ocurrencia del evento HTS &gt; SAT, para 42 años de registro

Unidad	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FCHLS	0	0	0	1	6	10	15	8	5	5	1	0
FCHAS	0	0	0	2	6	7	11	6	5	5	2	0
FCALS	0	0	0	2	6	8	13	7	5	5	2	0
FCAAS	0	0	1	3	10	20	23	17	13	11	4	1

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

La mayor probabilidad de ocurrencia del evento HTS>CC (Cuadro 9.31), se presentó igualmente en el periodo húmedo (mayo-octubre), al igual que en el caso anterior la probabilidad calculada no tomó en cuenta la secuencia de días bajo ésta condición. Las mayores probabilidades se presentaron en las áreas calificadas como altamente susceptibles en ambas formaciones (53% y 51%). Valores que se presentaron en el mes de julio. En este caso en particular existe un 3% de probabilidad de que este evento ocurra en el mes de enero (periodo seco), lo cual muestra que las características del suelo tienen influencia en el nivel de riego, al incrementarlo y provocar que este se presente más tempranamente.

Cuadro 9. 31. Probabilidad de ocurrencia del evento HTS &gt; CC, para 42 años de registro.

Unidad	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
FCHLS	1	0	1	4	16	37	43	36	22	18	7	2
FCHAS	3	1	2	8	26	48	53	48	36	31	16	10
FCALS	1	1	1	5	18	37	44	36	24	20	8	3
FCAAS	1	1	1	6	22	45	51	45	32	26	10	5

FCHLS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como ligeramente susceptibles, FCHAS= Metatobas de El Chino-El Caño calificadas como altamente susceptibles, FCALS= Metalavas de El Carmen, calificadas como ligeramente susceptibles, FCAAS= Metalavas de El Carmen, calificadas como altamente susceptibles.

Es importante señalar que la formación Metatobas de El Chino-El Caño, fue diagnosticada en un estudio anterior como más susceptible a los deslizamientos que la formación Metalavas de El Carmen (Pineda *et al.* 2011a). En ese estudio se analizaron en forma conjunta las variables relacionadas con el relieve y el material parental. Como consecuencia, la susceptibilidad del material parental quedó enmascarada bajo el efecto de las variables relacionadas con el relieve. Razón por la cual, el resultado de ese estudio se considera complementario y no contradictorio con los resultados de esta nueva investigación.

A manera de ejemplo se incluyen las figuras 9.4 a 9.6, las cuales muestran el comportamiento de la humedad del suelo, en las áreas calificadas como altamente susceptibles de las formaciones Metatobas de El Chino-Caño y Metalavas de El Carmen. En estas se observa el efecto de los valores de precipitación sobre las propiedades hidrológicas.

En el año más húmedo (1981) la humedad total del suelo sobrepasa el contenido de agua a saturación, repetidas veces a lo largo del año, en comparación con el año más seco (2000). Adicionalmente ambas condiciones, se inician en fechas distintas y la secuencia de ocurrencia de ambos eventos varió. Presentándose mayores secuencias en el año húmedo, lo cual incrementa el riesgo.

Este comportamiento se presentó en ambas formaciones, a partir del periodo húmedo, en el cual el suelo inicia la saturación, incrementándose la posibilidad de que el contenido de humedad sobre pase los valores de CC y SAT. Por otra parte, debido a las características de cada formación esta condición se presentó con mayor recurrencia en la formación Metalavas de El Carmen.

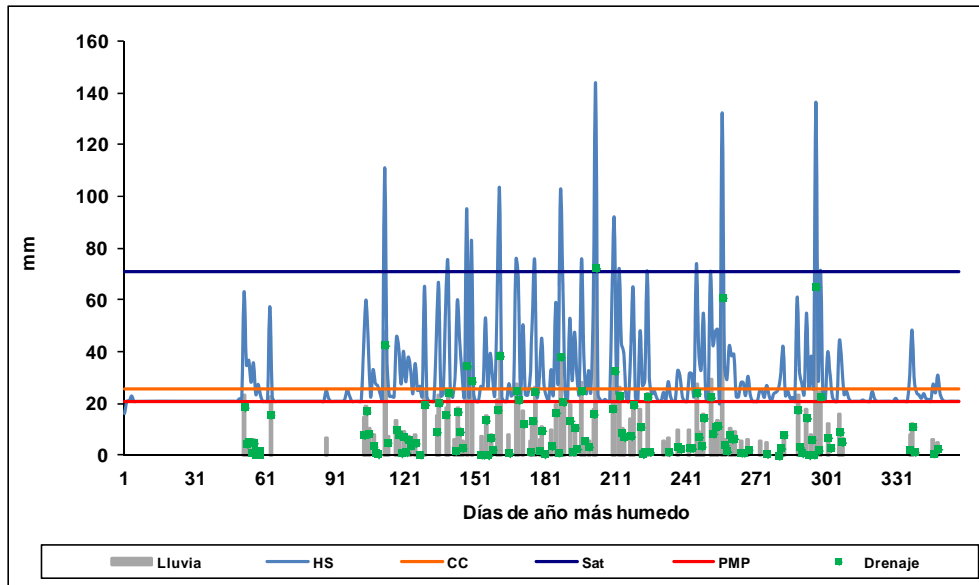


Figura 9.4. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metalobas de El Chino-Caño para el año 1981.

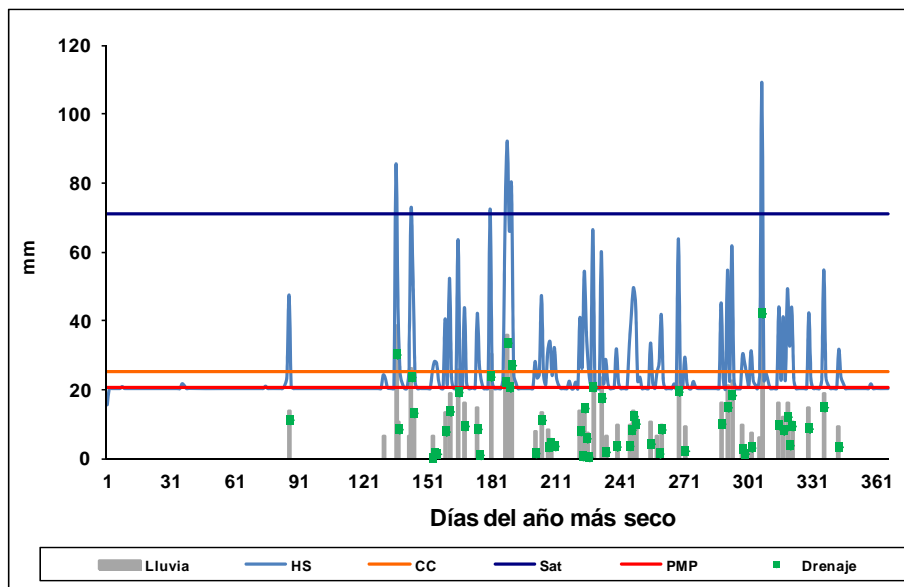


Figura 9.5. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metatobas de El Chino-Caño para el año 2000.

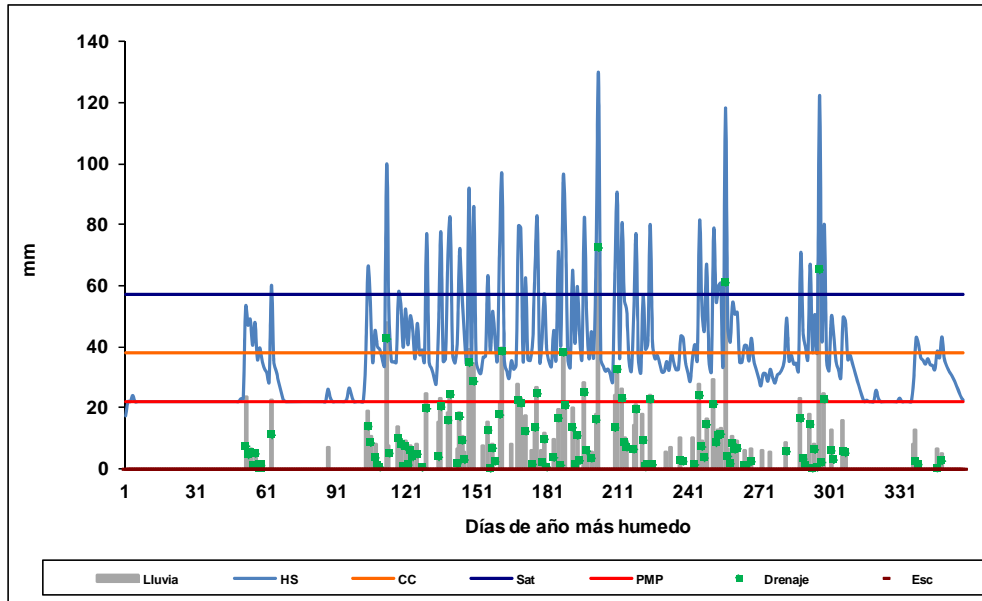


Figura 9.6. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metalavas de El Carmen para el año 1981.

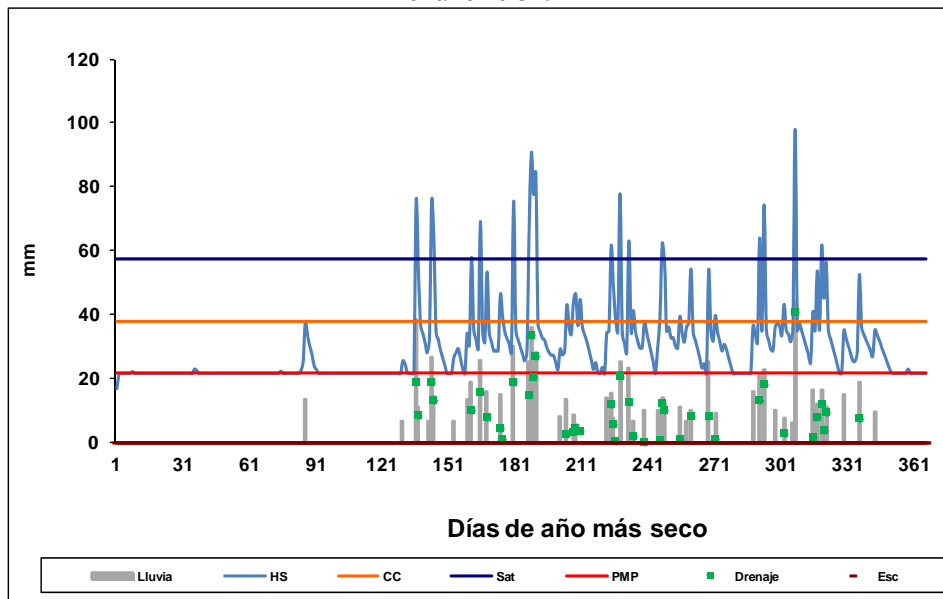


Figura 9.7. Comportamiento de la humedad total del suelo en la formación Metalavas de El Carmen para el año 2000.

Los valores de precipitación con los cuales se disparan las condiciones  $HTS > SAT$  y  $HTS > CC$  son muy variables y dependen del contenido de humedad antecedente del suelo (Cuadro 9.32). Los valores mínimos necesarios se presentan en el periodo post húmedo donde el suelo ya

contienen humedad y un valor bajo de precipitación puede ocasionar que ocurra la condición, mientras que los valores altos se asocian al periodo seco o pre húmedo. Por ejemplo el valor de 94mm/24h se presentó en el mes de abril del año 1984. En el caso de la condición HTS > CC los valores mínimos son más bajos, debido a que la cantidad de precipitación necesaria para alcanzar esta condición es menor, mientras que los mínimos para la condición son más altos HTS>SAT. Sin embargo, estos valores no son determinantes de la ocurrencia de deslizamiento debido a que es necesario evaluar la intensidad de la precipitación. Adicionalmente en el 90 por ciento de los años se espera una precipitación de 22 mm/24h, valor relativamente bajo en comparación con los mostrados en el Cuadro 9.32

Cuadro 9. 32. Precipitaciones que dispararon las condiciones humedad total del suelo (HTS) > contenido de agua a saturación (SAT) y humedad total del suelo (HTS)>capacidad de campo (CC) en 42 años de registro.

Condición	Unidad	Moda	Media	Desviación	Mínimo	Máximo
		(mm/24h)				
HTS>SAT	FCHAS	34	39	13	23	94
	FCHLS	34	35	14	16	94
	FCALS	34	37	13	16	94
	FCAAS	18	27	14	10	94
HTS > CC	FCHAS	3	14	13	1	94
	FCHLS	3	13	14	1	94
	FCALS	6	18	14	1	94
	FCAAS	3	15	13	1	94

## 9.5. DISCUSIÓN.

La evaluación del riesgo de ocurrencia de deslizamientos se inició con la selección de los factores condicionantes o activadores. Para la selección de los factores se uso como base la Matriz de *SCORPAN* (s: soil, c: climate, o: organisms, r: topography, p: parent material, a: age, n: space), propuesta por McBratney et al (2003) a partir del modelo de Jenny (1941). Consecuentemente, por lo que se seleccionaron los factores cobertura y uso de la tierra, relieve, suelos y clima como plataforma para determinar las variables a evaluar. Variables que debían ser continuas con la finalidad de permitir la evaluación cuantitativa de la susceptibilidad. El factor cobertura y uso de la tierra mostró que la deforestación del área de estudio ha influido notoriamente en el incremento del número de cicatrices a través del tiempo, lo cual pone de manifiesto el efecto del uso de la tierra sobre la ocurrencia de deslizamientos. Adicionalmente se encontraron áreas en recuperación en la formación Metalavas de El Carmen, las cuales se asociaron a potreros abandonados, posiblemente por la disminución de su productividad. Al evaluar el efecto de la cobertura y el relieve de forma conjunta, se encontró que a mayores valores de NDVI, existe mayor ocurrencia de deslizamientos, lo cual se circunscribe a valores de NDVI asociados a bosques de galería que fragmentan el área y se asocian a la red hidrográfica. Esto coincide con lo encontrado en campo, donde se observaron deslizamientos de tierra cercanos a las redes de drenaje, contribuyendo al efecto remontante de las vías de drenaje y actuando, de esta manera, sobre el modelado o formación del paisaje.

Al evaluar el factor relieve se encontró que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño, la mayoría de las cicatrices de deslizamiento se encuentran en laderas cóncavas, mientras que en la formación Metalavas de El Carmen éstas predominan en las laderas convexas. En la primera formación estos resultados se relacionaron a las cicatrices cercanas a la red de drenaje y en la segunda a cicatrices presentes en la ladera propiamente dicha, donde se presentan deslizamientos en áreas con terracetas o pisadas de vacas. La interacción entre relieve y cobertura vegetal analizada por medio de ecuaciones de regresión logística revela el papel controversial de esta última como factor activador, posiblemente asociado a los bosques ribereños a los largo de la red de drenaje. Las ecuaciones generadas son específicas para cada fecha evaluada y para cada formación geológica. Esto demuestra que existe una combinación exacta de determinados factores de carácter local (la pendiente, orientación, longitud de la pendiente y gradiente, dirección del flujo de agua, la altitud y el plano de curvatura), que le confiere a cada zona particular una determinada susceptibilidad, la cual varía con el tiempo si las condiciones iniciales cambian

En cuanto a los suelos se encontraron dos condiciones que favorecen la ocurrencia de deslizamientos. En la formación Metatobas de El Chino y El Caño las condiciones de suelo (alta proporción del contenido de fracción gruesa, incremento del contenido de arcilla con la profundidad, altos valores de poros mayores a 15  $\mu\text{m}$  y conductividad hidráulica y una buena estabilidad estructural) favorecen el paso del agua a través del perfil del suelo, favoreciendo la infiltración y con ello los deslizamientos, los cuales en este caso podrían ser deslizamientos profundos, dependiendo de la profundidad del horizonte argílico; mientras que en la formación Metalavas de El Carmen la presencia de un subsuelo impermeable (horizonte C) debido a los valores de  $K_s$ , provocan la sobresaturación de las capas superficiales, esto aunado a los serios problemas de erosión tales como las terracetas y pisadas de vacas promueven la ocurrencia de deslizamientos. En este caso de menor profundidad o superficiales. Al contrastar estos resultados con los encontrados al evaluar el factor relieve se concluye que las causas y mecanismos de activación de los deslizamientos en el área de estudio son distintos, incluso en una misma localidad.

Como factor activador se evaluaron las variables: precipitación, número de días húmedos y secuencia de días húmedos y se estimó la frecuencia en la que ocurre la condición  $\text{HTS} > \text{SAT}$  y  $\text{HTS} > \text{CC}$  en escenarios conformados por perfiles modales de suelo para cada formación y nivel de susceptibilidad, lo cual permitió establecer probabilidades de ocurrencia de estos eventos. Los escenarios planteados permitieron evaluar el comportamiento del régimen de humedad del suelo asociado a la gran variabilidad espacial de las propiedades físicas y climáticas, lo cual a su vez permitió predecir los riesgos de degradación física asociados a los procesos de deslizamiento. Estos resultados ponen en evidencia que la susceptibilidad no depende solo de la cantidad de precipitación sino más bien de la cantidad de agua que se infiltra y se mueve en el suelo.

Por lo general el riesgo es mayor en el periodo húmedo, periodo en el cual se concentra el 62% de la precipitación, específicamente el mes de junio. Sin embargo, los periodos post-húmedo y seco, no están exentos de la ocurrencia de los mismos, ya que en estos periodos la propensión a la ocurrencia de deslizamientos depende de las propiedades del suelos más que de valores

umbrales relacionados con la precipitación. Ya que por ejemplo el suelo localizado en el area altamente susceptible de la formación Metalavas de El Carmen promueve la ocurrencia de la condición HTS>SAT incluso en los meses de septiembre, octubre y noviembre (periodo posthúmedo)

Tomando en cuenta la condición HTS>SAT, la susceptibilidad a los deslizamientos se inició en el último mes del periodo pre húmedo (marzo). En este mes, la ocurrencia de deslizamiento, está ligada a la ocurrencia de una precipitación máxima mensual. En el 90 por ciento de los años se espera que ocurra una precipitación mensual de 37 mm/mes ó menos en este mes. El número de días lluviosos y el número de días húmedos consecutivos en el 90 por ciento de los años fueron de 6 días/mes y 5 días/mes respectivamente. La mayor frecuencia se presentó en el periodo húmedo (mayo-octubre), alcanzando un valor máximo en el mes de julio. Dependiendo de las condiciones de saturación del suelo, esta puede presentarse a partir del mes de mayo (Cuadro 9.12) y mantenerse más allá del mes de octubre. En los meses de mayo y junio, se conjugan la ocurrencia de precipitaciones máximas con la humedad antecedente, situación que puede mantenerse en los meses de julio y agosto dependiendo de las propiedades de suelo. El máximo valor se presentó en el mes de julio, en todas las condiciones de suelo evaluadas. En el 90 por ciento de los años, se presentó una precipitación máxima de 320 mm/mes ó menos. En el 90 por ciento de los años, el periodo seco, no se consideró como un periodo de riesgo, ya que al evaluar los máximos ocurridos en el total de años de registro, se encontró que ésta condición se presentó una a dos veces en los meses de enero a marzo.

La condición HTS> CC, reveló un comportamiento diferencial, entre las áreas calificadas como altamente susceptibles y ligeramente susceptibles. Las áreas calificadas como altamente susceptibles presentaron con mayor frecuencia la condición HTS> CC. En el 90 por ciento de los años esta condición se presentó en el último mes del periodo prehúmedo y en el periodo húmedo, alcanzando los valores máximos en los meses de junio y julio.

Es importante resaltar que en este análisis no se están considerando los aportes laterales que pueden recibir determinados suelos, dependiendo de su localización en la ladera. Los suelos localizados a nivel de cresta o ladera superior tendrán una menor propensión a los deslizamientos que los localizados en ladera media y baja.

Como evidencias de que esto ocurre, tenemos un mayor número de cicatrices de deslizamientos después de un año húmedo, mayor número de cicatrices a medida que avanza la deforestación, la localización de mayor número de cicatrices en las laderas convexas en la formación Metalavas de El Carmen y en áreas cóncavas en la formación Metatobas de El Chino y El Caño.

## **9.6. CONSIDERACIONES FINALES.**

La susceptibilidad de los suelos al deslizamiento depende de las características intrínsecas de los mismos. En este estudio se encontraron diferencias entre las áreas ligeras y altamente susceptibles a los deslizamientos en cuanto a: contenido de fracción gruesa, modulo de ruptura y distribución de agregados estables al humedecimiento de 2-4, 1-2, 0,5-1, 0,25-0,5 y < 0,25 mm. Ambas áreas tienen en común el incremento del contenido de arcilla con la profundidad, aunque

los suelos localizados en las áreas ligeramente susceptibles, presentaron menor contenido de arcilla en el horizonte A y B, menor contenido de fracción gruesa, mayor densidad aparente, menor porcentaje de poros con radio equivalente mayor a 15  $\mu\text{m}$  y mayor estabilidad estructural (DMP), valores que se relacionan con el movimiento del agua a través del perfil del suelo y en el caso del horizonte argílico con su restricción, provocando que los horizontes superiores alcancen niveles de saturación más rápidamente y con ello las susceptibilidad a los deslizamientos. Este comportamiento influye incluso en la composición del paisaje y de los suelos, provocando un mosaico de suelos evolucionados o poco evolucionados. Lo cual indudablemente interviene en los niveles de susceptibilidad.

Las diferencias encontradas en los valores de  $K_s$  de los horizontes A y B de las cuatro condiciones de suelo comparadas son menos confiables, debido a la variabilidad de los resultados obtenidos. Pero los valores de esta propiedad del suelo en el horizonte C revelan que este horizonte es muy poco permeable en la formación Metalavas de El Carmen. Esto confirma la mayor densidad y resistencia a la penetración de este horizonte observada en campo.

En las áreas ligeramente susceptibles a deslizamientos la mayoría de los perfiles de suelos observados en el muestreo de campo mostró una secuencia de horizontes A/B/C; pero en las áreas altamente susceptibles la secuencia de horizontes encontrada con mayor frecuencia fue A/C.

Los resultados del modelo SOMORE sugieren que el régimen de humedad de los suelos varía según las condiciones climáticas y las características de los suelos. El mayor riesgo de ocurrencia de deslizamientos, evaluando las condiciones de humedad total de suelo (HTS) > contenido de agua a saturación (SAT) y humedad total de suelo (HTS) > capacidad de campo (CC), se presentó en los suelos desarrollados sobre los materiales parentales de la formación Metalavas de El Carmen. En estudios anteriores la formación más susceptible fue la Metatobas de El Chino-El Caño, por lo cual se evidenció que al evaluar en forma conjunta los factores, se enmascara el efecto del factor material parental sobre la ocurrencia de deslizamientos o existen variables que tienen mayor intervención, aunque es posible que los mecanismos de activación de cada formación sean diferentes. Adicionalmente, se demostró que la susceptibilidad no sólo depende de las características del suelo o de las condiciones climáticas. Los niveles de susceptibilidad dependen también de la acción de otros factores relacionados y es la conjunción de todos ellos la que determina el grado de susceptibilidad.

La mayor susceptibilidad de los suelos desarrollados sobre las áreas altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen, estuvo relacionada con las variables profundidad, contenido de agua a saturación y conductividad hidráulica del horizonte C. En la formación Metatobas de El Chino-El Caño las áreas ligeramente susceptibles no se diferenciaron de las áreas altamente susceptibles, por lo que la susceptibilidad de ésta formación está asociada a otros factores ambientales relacionados con el relieve. Razón por lo cual se concluye que la susceptibilidad de ésta formación no depende del suelo o material parental o de la cobertura, separadamente sino de la interacción entre todos estos factores.



En general, el máximo riesgo de deslizamientos se presentó en el periodo húmedo. Este riesgo dependió de las variables: precipitación, cantidad de días húmedos y secuencia de días húmedos, o combinaciones de éstas. Para este periodo, en el 90 por ciento de los años, se espera un máximo de 26 días húmedos ó menos, y 16 días ó menos de precipitación continua, por lo cual la condición HTS>SAT se puede mantener por 4 días consecutivos ó menos. Pero en los suelos desarrollados sobre la formación Metalavas de El Carmen esta condición pueda perdurar hasta 6 días consecutivos.

En el periodo pre húmedo el riesgo de ocurrencia depende de la precipitación, mientras que en el post húmedo, la humedad antecedente tiene mucha importancia. En este periodo se encuentran máximas secuencias de días húmedos de 11, 15 y 10 días y pueden ocurrir algunas precipitaciones máximas, tan altas como las del periodo húmedo. En el periodo seco la posibilidad de que se presente ésta condición es casi inexistente y depende casi exclusivamente de las características del suelo

La condición HTS>SAT puede comenzar al presentarse una precipitación de 18 a 34 mm/24h mientras que la condición HTS>CC puede ocurrir a precipitaciones de 3 a 6 mm/24h, dependiendo de la humedad antecedente.

## 10. CONCLUSIONES GENERALES.

1. La susceptibilidad del área de estudio se asoció a distintas variables que caracterizan el paisaje, relacionadas con los factores relieve, cobertura vegetal, material parental y tiempo.
2. La susceptibilidad y el riesgo de deslizamientos mostraron un comportamiento diferencial en el área de estudio por lo que existen distintos mecanismos de activación de los deslizamientos aun en la misma localidad. En la formación Metatobas de El Chino-Caño, los factores más influyentes fueron el relieve y la cobertura vegetal, mientras que en la formación Metalavas de El Carmen fueron el relieve, la cobertura y el suelo.
3. Las variables más relacionadas con la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos en el área estudiada son, en general: la pendiente, orientación, longitud de la pendiente y gradiente, y el NDVI como factores activadores; y la dirección del flujo de agua, la altitud y el plano de curvatura como factores condicionantes.
4. La variable geomorfométrica índice de convergencia en la formación Metalavas de El Carmen actuó como variable activadora, mientras que en la formación Metatobas de El Chino y El Caño actuó como condicionante. En la primera las áreas más convexas y de flujo divergente presentan menor susceptibilidad, mientras que en la segunda, estas áreas serían las más susceptibles.
5. Para realizar esta evaluación se utilizó como apoyo un modelo de regresión logística y cicatrices de deslizamiento identificadas en imágenes de percepción remota de los años 1941, 1971, 1992 y 2008. Esto permitió identificar los factores activadores y condicionantes del desencadenamiento de deslizamientos, la susceptibilidad y su patrón de distribución espacial, así como cambios temporales de los mecanismos de activación.
6. La mayor probabilidad de ocurrencia de los eventos HTS>SAT y HTS>CA, se presentó en el periodo húmedo (mayo-octubre) en ambas formaciones, específicamente en el mes de julio. La probabilidad más alta de la condición (HTS>SAT) se presentó en las áreas altamente susceptibles de la formación Metalavas de El Carmen (23%), mientras que en la condición HTS>CC la probabilidad más alta se presentó en las áreas altamente susceptibles de ambas formaciones (>50%). La condición HTS>SAT se inició al presentarse una precipitación de 18 a 34 mm/24h y la condición HTS>CC a precipitaciones de 3 a 6 mm/24h, dependiendo de la humedad antecedente.
7. El periodo húmedo es el periodo más propenso a deslizamientos, ya que en este se concentra el 62% de la precipitación. Específicamente en el mes de junio, se encuentran los valores más altos de percentil 0,75 y percentil 0,90 relacionados con la ocurrencia de precipitaciones extremas. En el 90 por ciento de los años se espera una precipitación de 22 mm/24h, un máximo de 26 días húmedos o menos y 16 días o menos de precipitación continua.

8. La mayor concentración de cicatrices de deslizamientos se presenta entre las isoyetas 1300 y 1400 mm de precipitación. Asimismo, la densidad de deslizamientos es mayor en las áreas localizadas a menos de 50 m de un canal de drenaje principal o secundario.
9. Las variables precipitación, número de días húmedos, secuencia de días húmedos y combinaciones de éstas, tienen una marcada influencia en la ocurrencia de deslizamientos. Sin embargo, dicha influencia no solo está determinada por la ocurrencia de valores extremos de precipitación; existe la posibilidad de que ocurran deslizamientos en años en los que no se presentan eventos extremos (1975) dependiendo del balance hídrico del suelo.
10. La probabilidad de ocurrencia de deslizamientos se incrementa en el periodo húmedo y decrece a lo largo del tiempo hasta hacerse casi nula en el periodo seco, aunque en este último pueden presentarse momentos de riesgo, con muy baja probabilidad (3%).
11. Al evaluar los valores de NDVI entre las áreas con cicatrices y sin cicatrices de deslizamientos se encontró que existen diferencias significativas entre ambas áreas. Los valores de NDVI de las áreas con cicatrices (0,0 a 0,3) están asociados a las coberturas vegetales de herbazales arbustivos y bosque de galería. Sin embargo este factor tiene un papel controversial, ya que se espera que a mayores valores existan mayores posibilidades de que ocurran deslizamientos. Estos valores se asociaron a la cobertura de bosques de galerías, adenaños a las redes de drenajes, sector donde se localizan en mayor cuantía los deslizamientos.
12. Los mecanismos de activación de los deslizamientos son diferentes en las formaciones Metatobas de El Chino y El Caño y Metalavas de El Carmen. En la primera, las condiciones del suelo favorecen el movimiento del agua a través del perfil y la ocurrencia de deslizamientos profundos. En cambio, en la formación Metalavas de El Carmen la presencia de un horizonte C con muy baja conductividad hidráulica provoca la sobresaturación de las capas superficiales del suelo lo cual favorece su deslizamiento.

## 11. BIBLIOGRAFÍA

- Abdallah C., J. Chorowicz, R. Boukheir, D. Dhont. 2007. Comparative use of processed satellite images in remote sensing of mass movements: Lebañon as a case study, *International Journal of Remote Sensing*, 28: 19: 4409–4427.
- Abreu X. y G. Elizalde. 2000. Evaluación de las relaciones entre la complejidad pedogeomorfológica y los tipos de uso de la tierra en microcuencas pertenecientes a la cuenca alta del río Guárico (Venezuela), *Venesuelos*, 8(1-2):9-17.
- Abreu X. 2000. Caracterización de los tipos de utilización de la tierra relevantes en la cuenca alta del río Guárico, subcuencas Caramacate y Las Hermanas, Trabajo de grado para optar al título de Magíster Scientiarum, Postgrado en Ciencias del Suelo, Facultad de Agronomía, UCV, Maracay 152 p.
- Abreu XC. 2005. Evaluación del efecto de las propiedades hidrológicas y sistemas de manejo sobre la susceptibilidad a erosión superficial y en masa en suelos pedregosos con vina del priorat (Cataluña, España). Tesis Doctoral. Universidad de Lleida. Cataluña.
- Adediran A. O., I. Parcharidis, M. Poscolieri, K. Pavlopoulos. 2004. Computer-assisted discrimination of morphological units on north-central Crete (Greece) by applying multivariate statistics to local relief gradients. *Geomorphology* 58: 357–370
- Agostoni S., M. Cardinali, A. Carrara, G. Crosta, D. Fossati, P. Frattini, F. Guzzetti, R. Laffi y P.Reichenbach. 2000. Assessment of landslide hazard of the Staffora basin (northern Italy) by integrating geomorphological and historical data within a multivariate model. XXV EGS General Assembly, Nice.
- Aich S., M. R. Gross. 2008. Geospatial analysis of the association between bedrock fractures and vegetation in an arid environment. *International Journal of Remote Sensing*. 29: 23: 6937–6955.
- Akgün A., F. Bulut. 2006. GIS-based landslide susceptibility for Arsin-Yomra (Trabzon, North Turkey) region, *Environmental geology*, 51: 8:1377-1387.
- Aldrian E., Y. S. Djamila. 2008. Spatio-temporal climatic change of rainfall in East Java Indonesia *International journal of climatology*. 28: 435–448
- Aleotti P. 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* 73. 247–265.
- Alexander D.2008. A brief survey of GIS in mass-movement studies, with reflections on theory and methods. *Geomorphology*: 94:261–267.
- Amadesi E., G.Vianello, G.Bonfatti, R. Pignone y D. Preti .1977. Guida alla realizzazione di una carta della stabilitā dei versanti. Regione Emilia Romagna. MB T6. Ed.Pitagora., Bologna, 72pp.
- Ambrosi C. y G.B. Crosta. 2006 Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*. 83:183–200.
- Ameskamp M. 1997. Three-dimensional rule-based continuous soil modelling. Dieser Bericht enthält die Dissertation des Verfassers.Christian-Albrechts-Universit at Kiel Institut f ur Informatik und PraktischeMathematik D-24098 Kiel.214p
- Anderson M.C., y T.P. Burt. 1985. Modelling strategies. En: Anderson, M.G., y Burt, P.T. (Eds.). *Hydrological forecasting*. New York. pp: 1-13.

- Antrop E. 1999b. La gestión de los riesgos de desastre enso desde una perspectiva social, “I Encuentro de Universidades del Pacífico Sur”, Perú, Piura Intermediate Technology Development Group (ITDG), 14, 15 y 16 de octubre. 41p
- Ardiansyah Prima O. D., A. Echigo, R. Yokohama, T. Yoshida. 2006. Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology* 78: 373–386.
- Arismendi J., R. Salcedo, D. Varela. 2000. Geomorfología actual y cobertura natural de la vertiente norte de la cordillera de la costa afectada por el evento hidrometeorológico de diciembre 99, a partir de la interpretación de imágenes de satélite. En *Geología y Geomorfología. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.*
- Arrouays D., S. Martin, A. Lepretre and H. Bourennane. 2000. Short-range spatial variability of metal content in soil on a one hectare agricultural plot. *Communication Soil Science and Plant Analysis* 31:387-400.
- Ayala R., H. Maldonado, C. Gandarillas. 2003. Memoria explicativa mapa de riesgo socionatural específico, ciudad de la Paz. Gobierno municipal de la Paz. Programa de las Naciones Unidas para el desarrollo. Programa de prevención de riesgos, atención de emergencias y reconstrucción del municipio de la Paz. Versión 1.2. La Paz – Bolivia. 32p.
- Ayala R. 2006. Abanico El Palón: Evidencia cosísmica del alto grado de vulnerabilidad de la cuenca del río Chama, estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana*: 47:1:85-102.
- Ayala R., G. Páez, F. Araque. 2007. Análisis geomorfológico de la microcuenca El Guayabal, a propósito de la ocurrencia de las lluvias excepcionales de febrero de 2005. Cuenca del Río Mocotíes, estado Mérida-Venezuela. *Revista Geográfica Venezolana* (48):1:59-82.
- Bakr N., D.C. Weindorf, M.H. Bahnassy, S.M. Marei, M.M. El-Badawi. 2010. Monitoring land cover changes in a newly reclaimed area of Egypt using multi-temporal Landsat data. *Applied Geography* xxx :1–14.
- Becker F., B. J. Choudhury. 1988. Relative Sensitivity of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Microwave Polarization Difference Index (MPDI) for Vegetation and Desertification Monitoring. *Remote sensing of environment* 24:297-311.
- Bello M.E., J.S. O’Brien, J.L. López, R. García-Martínez. 2000. Simulation of flooding and debris flows in the Cerro Grande river. En estudio de caso. *Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre. Caracas. Venezuela.*
- Bergsman E., P. Charman, F. Gibbons, H. Hurni, W.C. Moldenhauer, S. Panichapong. 1996. Terminology for Soil Erosion and Conservation. ISSS International Society of Soil Science, Vienna.
- Blocken B., J. Poesen, J. Carmeliet. 2006. Impact of wind on the spatial distribution of rain over micro-scale topography: numerical modelling and experimental verification *Hydrol, Process*, 20, 345–368.
- Böhner J. 2004: Regionalisierung bodenrelevanter Klimaparameter für das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) und die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR). – Arbeitshefte Boden 4: 17-66.

- Bolongaro-Crevenna A. V. Torres-Rodriguez, V. Sorani, D. Framed, M. A. Ortiz. 2005. Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology* 67: 407–422.
- Boone R. B., J. M. Lockett, K. A. Galvin, D. S. Ojima, C. J. Tucker. 2007. Links and broken chains: evidence of human-caused changes in land cover in remotely sensed images. *Environmental Science & Policy*. 10: 2:135-149.
- Booth A. M., J. J. Roering, J. Taylor Perron. 2009. Automated landslide mapping using spectral analysis and high-resolution topographic data: Puget Sound lowlands, Washington, and Portland Hills, Oregon. *Geomorphology* 109:132–147.
- Borga M., F. Cazorzi. 2002. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasidynamic wetness index. *Journal of Hydrology* 268. Pág. 56-71.
- Brayshaw D., M. A. Hassan. 2009. Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology* 109: 122–131.
- Briceño M.A. 2000. Propuesta de reconstrucción y desarrollo del territorio y las comunidades de la región capital. En Planificación Urbana. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.
- British Columbia (SF). (24 de Septiembre 2007). Landslides, Hazards, Consequences and Risks. Terrain Stability Mapping in BC - Bibliography. Ministry of Sustainable Resource Management [http://www.env.gov.bc.ca/terrain/terrain\\_files/stds/stability/specific.html](http://www.env.gov.bc.ca/terrain/terrain_files/stds/stability/specific.html)
- Brunsdon D. 1999. Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology* 30:13–24.
- Brunsdon C., J. McClatchey, D.J. Unwin. 2001. Spatial variations in the average rainfall–altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression, *International journal of climatology*, 21: 455–466.
- Budetta P., A. Santo, F. Vivenzio. 2008. Landslide hazard mapping along the coastline of the Cilento region (Italy) by means of a GIS-based parameter rating approach. *Geomorphology* 94: 340–352.
- Burrough P. A. and R.A. McDonell. 1998. Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), p. 190.
- Burton A., J.C. Bathurst. 1998. Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology* 35 (2–3).
- Cambardella C., T. Moorman, J. Novak, T. Parkin, D. Karlen, R. Turco y E. Konopka. 1994. Field scale variability of soil properties in Central Iowa Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:1.501-1.511.
- Can T., H. Nefeslioglu, C. Gokceoglu, H. Sonmez, T.Y. Duman. 2005. Susceptibility assessments of shallow earthflows triggered by heavy rainfall at three catchments by logistic regression analyses. *Geomorphology* 72:250–271.
- Cannarozzo M., L. V. Noto, F. Viola. 2006. Spatial distribution of rainfall trends in Sicily (1921–2000), *Physics and Chemistry of the Earth* 31:1201–1211.
- Cannon S. H., J. E. Gartner, R. C. Wilson, J. C. Bowers, J. L. Laber. 2008. Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California *Geomorphology* 96:250–269.

- Capolongo D., L. Pennetta, M. Piccarreta, G. Fallacara y F. Boenzi. 2008. Spatial and temporal variations in soil erosion and deposition due to land-levelling in a semi-arid area of Basilicata (Southern Italy). *Earth Surf. Process. Landforms* 33, 364–379.
- Carrara A. 1983. Multivariate models for landslide hazard evaluation, *Mathematical Geology* 15: 403–426.
- Carrara A., M. Cardinali, R. Detti, F. Guzzetti, V. Pasqui, P. Reichenbach. 1991. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 427–445.
- Carrara A.G., M. Cardinalli, F. Guzzetti. 1992. Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC:2: 1972-1983*.
- Carrara A, M. Cardinali, F. Guzzetti, P. Reichenbach. 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. In *Geographical Information System in Assessing Natural Hazard*, Carrara A, Guzzetti F (eds). Kluwer: New York; 135–176.
- Carrara A., F. Guzzetti, M. Cardinali, P. Reichenbach. 1999. Use of GIS Technology in the Prediction and Monitoring of Landslide Hazard, *Natural Hazards* 20: 117–135.
- Carrara A., G. Crosta, P. Frattini. 2003. Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surf. Process. Landforms* 28, 1125–1142.
- Carrara A. G. Crosta, P. Frattini. 2008. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* 94: 353–378.
- Carson, M. A., and M. J. Kirkby. 1972. *Hillslope Form and Process*, 475 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K
- Cartaya S., W. Méndez, H. Pacheco. 2006 Modelo de Zonificación de la Susceptibilidad a los procesos de Remoción en Masa a través de un sistema de Información Geográfica. *Interciencia, Caracas Venezuela*. (31): 009: 638-646.
- Casadei M., W. E. Dietrich y N. L. Miller. 2003. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. *Earth Surf. Process. Landforms* 28: 925–950.
- Celleri R., P. Willems, W. Buytaert, J. Feyen. 2007. Space–time rainfall variability in the Paute Basin, Ecuadorian Andes. *Hydrol. Process.* 21, 3316–3327
- Chacón J., E. C. Irigara, E. T. Fernández, R. El Hamdouni. 2006. Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bull Eng Geol Environ* 65:341–411.
- Chang, K.T, S.H. Chiang, F. Lei. 2008 Analysing the Relationship Between Typhoon- Triggered Landslides and Critical Rainfall Conditions. *Earth Surf. Process. Landforms* 33, 1261–1271.
- Chang K.T., S.H Chiang. 2009. An integrated model for predicting rainfall-induced landslides. *Geomorphology* 105: 366–373.
- Chau K.T., Y.L. Sze, M.K. Fung, W.Y. Wong, E.L. Fong, L.C.P. Chan. 2004. Landslide hazard analysis for HongKong using landslide inventory and GIS. *Computers & Geosciences* 30: 429–443.
- Chau, K.T., J.E.Chan. 2005. Regional bias of landslide data in generating susceptibility maps using logistic regression: Case of Hong Kong Island, *Landslides*, 2:4:280-290.
- Chávez JR. 1988. An Improved Dark-Object Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data *Remote Sensing of Environment* 24:459-479.
- Cheung W. H., G. B. Senay, A. Singha. 2008. Trends and spatial distribution of annual and seasonal rainfall in Ethiopia *Int. J. Climato.* 12p.

- Chiang S.H., K.T. Chang. 2009. Application of radar data to modeling rainfall-induced landslides. *Geomorphology* 103: 299–309.
- Coe J.A., J.W. Godt, R.L. Baum, R.C. Bucknam y J.A. Michael. 2004. Landslide susceptibility from topography in Guatemala. *Landslides: Evaluation and stabilization*, W.A. Lacerda, M. Ehrlich, S.A.B. Fontura & A.S.F. Sayão (eds. © 2004 Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1.535 665 2 v. 1. 69-78.
- Coelho-Netto A.L., A. S. Avelara, M. C. Fernandes, W. A. Lacerda. 2007. Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The role of morphometric subdivision of the terrain, *Geomorphology* 87:120–131.
- Cohen J. 1960. A coefficient of agreement for nominal scales. *Educ Psychol Meas* 20:37-46.
- Cohen J. 1968. Weighted kappa: nominal scales agreement with provision for scaled disagreement or partial credit. *Psychological Bulletin*, 70: 213-220.
- Colby J. D. 1991. Topographic Normalization in Rugged Terrain. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 57 (5): 531-537.
- Conoscenti C. , C. Di Maggio, E. Rotigliano. 2008. GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology* 94: 325–339.
- Corona A.O. 1998. Soil quality indicators for evaluating soil degradation in the Guárico river Watershed, Venezuela. Thesis of Master. Faculty of the graduate school of Cornell University. 150pp.
- Cortéz A., F.A. Ovalles, M. F. Rodríguez, J. C. Rey y M. C. Núñez. 2005. Análisis geoestadístico de la variabilidad temporal, a una escala anual y mensual, de parámetros climáticos en un campo experimental, estado Aragua, Venezuela. *Agronomía Trop.* 55(3): 327-342.
- Crosta G. 1998. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation *Environmental Geology* 35 (2–3): 131-145.
- Crosta G.B., P. Frattini. 2008. Rainfall-induced landslides and debris flows. *Hydrol. Process.* 22, 473–477.
- Crozier M. J. 1999. Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model *Earth Surf, Process, Landforms* 24, 825-833.
- Cruden D.M. y D.J. Varnes. 1996. Landslide types and processes, in *landslides- Investigation and Mitigation*, edited by A.K. Turner and R.L. Schuster, pp 36-75, Special Report 47, transport. Res. Board, National Res. Council, National Academic Press, Washington, D.C.
- Cruden D.M. 1976. Major rock slides in the Rockies. *Canadian Geotechnical Journal*, 13: 8-20.
- D'Amato Avanzi G. R. Giannecchini, A. Puccinelli. 2004. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italia) *Engineering Geology* 73:215–228.
- Dahal R. K., S. Hasegawa. 2008. Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya, *Geomorphology* 100: 429–443.
- Dai F.C., CF Lee. 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42:213–228.
- Dai F.C., CF Lee. 2003. A spatio temporal probabilistic modelling of storm-induced shallow landsliding using aerial photographs and logistic regression. *Earth Surf. Process. Landforms* 28: 527–545.



- Dalurzo H.C. 2010. Régimen Hídrico del suelo y producción de vinas bajo diferentes sistemas de riego en Raimat (Lleuda, España). Tesis Doctoral Universita de Lleida. Escola Tecnica Superior d'Enginyeria Agrária. Departament de Medi Ambint Ciències del Sól 162p.
- Daly C., E. H. Helmer, M. Quiñones. 2003. Mapping the climate of Puerto Rico, Vieques and Culebra, *International journal of climatology*, 23: 1359–1381.
- De Asis A. M., K. Omasa. 2007. Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 62:309–324.
- De Gaetano A.T., D.S. Wilks. 2008. Radar-guided interpolation of climatological precipitation Data *Int. J. Climatol.* Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1714.
- De Jong, S.M., M.L.Paracchini, F.Bertolo, S. Folving, J. Megier, A.P.J. De Roo. 1999. —Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *l Catena* 37 (3–4), 291–308.
- De Jong, S.M., H.T. Riezebos. 1997. —SEMMED: a distributed approach to soil erosion modelling. In: Spiteri, A. (Ed.), *Remote Sensing '96: Integrated Applications for Risk Assessment and Disaster Prevention for the Mediterranean*. Balkema, Rotterdam, pp. 199–204.
- De la Ville N., A. Chumaceiro, D. Ramírez. 2002. Remote sensing and GIS technologies as tools to support sustainable management of areas devastated by landslides. *Environment, Development and Sustainability* 4: 221–229.
- Deb S. K., A. I. El-Kadi. 2009. Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. *Geomorphology* 108: 219–233.
- Dehn M., J. Buma. 1999. Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology* 30:175–187.
- Dehn M., H. Gartner, R. Dikau. 2001. Principles of semantic modeling of landform structures, *Computers & Geosciences* 27:1005–1010.
- Delgadillo A., C. Ferrer, M. Dugarte.2009. Aspectos hidrogeomorfológicos de un sector de los Andes merideños (Venezuela): Un intento de zonificación por crecidas y flujos de detritos. *Revista Geográfica Venezolana*, (50):1: 59-85.
- Deng Y., X. Chen, E. Chuvieco , T. Warner , J. P. Wilson.2007.Multi-scale linkages between topographic attributes and vegetation indices in a mountainous landscape. *Remote Sensing of Environment* 111: 122–134.
- Dhakal A. S., R. C. Sidle. 2004.Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions. *Hydrol. Process.* 18:757–776.
- Di Crescenzo G. y A. Santo. 2005. Debris slides—rapid earth flows in the carbonate massifs of the Campania region (Southern Italy): morphological and morphometric data for evaluating triggering susceptibility, *Geomorphology* 66:255–276.
- Dietrich W.E., D.R. Montgomery. 1998. SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement. Technical Report.
- Diodato N.2005. The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain. *Int. J. Climatol.* 25: 351–363

- Dinku T., S. J. Connor, P. Ceccato, C.F. Ropelewski. 2008. Comparison of global gridded precipitation products over a mountainous region of Africa, *Int. J. Climatol.* 28: 1627–1638.
- Drogue G., J. Humbert, J. Deraisme, N. Mahrb, N. Freslonc. 2002. A statistical–topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall *In. J. Climatol.* 22:599–613.
- Duman T.Y. 2005. Interactive comment on “Landslide susceptibility mapping of Cekmece área (Istanbul, Turkey) by conditional probability” by T. Y. Duman *et al.*, Hydrology and Earth System Sciences Discussions 2: 229–231p.
- Eagleson, P.S. 2005. Ecohydrology, Darwinian expression of vegetation form and function. Massachusetts Institute of technology. Cambridge University Press. Cambridge
- EAI-UCV. 2000. Los aludes torrenciales de diciembre 1999 en Venezuela. En Introducción. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.
- Elizalde G. 1983. Ensayo de clasificación sistemática de categorías de paisajes. Primera aproximación. Instituto de Edafología. Facultad de Agronomía. UCV. Maracay. 46 p.
- Elizalde G. 2009. El suelo en la fase superficial del ciclo geológico. *Geoenseñanza.* 14:2: 265-292.
- Elizalde, G. y E. Jaimes. 1989. Propuesta de un modelo pedogeomorfológico. *Rev. Geográfica Venezolana.* Vol. XXX. 1.989. Universidad de los Andes. Mérida. 35p.
- Elizalde G, M. Daza. 2000. Evaluación de amenazas de movimientos en masa en paisajes montañosos ejemplos en el Estado Vargas. *Rev. Venesuelos,* Vol. 8, N° 1 y 2.
- Elizalde G, M. Daza. 2003. Procedimiento para evaluar amenazas de movimientos en masa con información restringida en paisajes montañosos. *Revista. Facultad de. Agronomía.* 29:197-208.
- Ermini L., F. Catani, N. Casagli. 2005. Artificial Neural Networks applied to landslide susceptibility assessment. *Geomorphology* 66: 327–343.
- FAGRO-UCV. 1993. Métodos de análisis de suelos y plantas utilizados en el laboratorio general del Instituto de Edafología. Cuadernos de agronomía, UCV, FAGRO, Instituto de Edafología. 1:6:89pp.
- Federici PR, A Puccinelli, E Cantarelli, N Casarosa, G. D’Amato Avanzi, F Falaschi, R Gianecchini, A Pochini, A. Ribolini, M. Bottai, N. Salvati, C. Testi. 2006. Multidisciplinary investigations in evaluating landslide susceptibility. An example in the Serchio River valley (Italia). *Quaternary Internacional.* 171-172:52-63.
- Fernández L. 2001 Propuesta metodológica para determinar grados de susceptibilidad a la erosión hídrica en microcuencas tropicales. Tesis de Doctorado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Postgrado en Ciencia del Suelo. Maracay. 285P
- Ferrer C. 2006. Características y efectos geomorfológicos de un deslizamiento asociado con la traza de la falla de Boconó. *Boletín Técnico:* 44:1.
- Ferrer C., J. Laffaille, J.C. Rincón. 2005. Evidencias de la formación y ruptura de una presa natural en la cuenca media del Río Chama (Andes Centrales Venezolanas): limitaciones de los catálogos históricos. *Revista Geográfica Venezolana.* Número especial, 69-92.
- Fonseca FJ. 2006. Balance hídrico en suelos pedregosos con viña de secaño en el Priorat (Cataluña). Efectos por cambios de manejo y clima. Tesis Doctoral. Universita de Lleida.

- Escola Tecnica Superior d'Enginyeria Agrària. Departament de Medi Ambient Ciències del Sól.134.pp
- Fratini P., G. Crosta, A. Carrara, F. Agliardi. 2008. Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology* 94: 419–437.
- Freitas S. R., M.C.S. Mello, C. B.M. Cruz. 2005. Relationships between forest structure and vegetation indices in Atlantic Rainforest *Forest Ecology and Management* 218:353–362
- Gabet E. J., P. Sternberg. 2008. The effects of vegetative ash on infiltration capacity, sediment transport, and the generation of progressively bulked debris flows. *Geomorphology* 101: 666–673.
- García Ruiz J. M.; B. López, A. Romero. 2001. Geomorfología de vertientes y procesos de erosión. En: Antonio Gómez-Ortiz y Alfredo Pérez-González (Eds.). *Evolución reciente de la geomorfología española (1980-2000)*. Geoforma ediciones, Barcelona-Madrid, 223-252.
- Geymen A., I. Baz. 2008. The potential of remote sensing for monitoring land cover changes and effects on physical geography in the area of Kayisdagi Mountain and its surroundings (Istanbul). *Environ Monit Assess* 140:33–42.
- Giannico C. 2007. Remote sensing of vegetation in the calabrian region. *Acta Astronautica* 60:119 – 131.
- Gibbs W. J., J.V. Maher, M.J. Coughlan. 1978. Patterns of shorter-tem change and variability en: *Climatic Change an Variability: a southem perspective (135-199)*, Editores: A.B. Pittock, L.A. Frakes, D. Jenssen and J.W. Zillman. Cambridge University Press. Cambridge. Inglaterra.455p.
- Gil E., L. Zabuski, T. Mrozek. 2009. Hydrometeorological conditions and their relation to landslide processes in the polish flysch carpathians (an example of szymbark area). *Studia geomorphologica carpatho - balcanica*. XLIII: 127–143.
- Glade T. 2003. Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena* 51:297– 314.
- Glade T., M.J. Crozier, P. Smith. 2000. Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical “Antecedent Daily Rainfall Model”. *Pure and Applied Geophysics* 157, 1059–1079.
- Godt J.W., R.L. Baum, A.F. Chleborad. 2006. Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA *Earth Surface Processes and Landforms Earth Surf, Process, Landforms*, 31, 97–110.
- Gómez H., T. Kavzoglu. 2005. Assessment of shalow landslide susceptibility using artificial neural network in Jabonosa River Basin, Venezuela. *Engineering Geology*. (78):11-27.
- González A., J. Millán, F. Soler, L. Vesga. 2002. Evaluación de riesgo por fenómenos de remoción en masa en Santa Fe de Bogotá–Colombia. *X Jornadas geotécnicas de la ingeniería colombiana*. 23p.
- Goodricha D. C., J. M. Faures, D. A. Woolhisera, L. J. Lanea, S. Sorooshianb. 1995. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability *Journal of Hydrology* 173: 283-308.
- Gorsevski PV., PE. Gessler, P. Jankowski. 2003. Integrating a fuzzy k-means classification and a Bayesian approach for spatial prediction of landslide hazard, *J Geograph Syst* 5:223–251
- Gorsevski P.V., P. E. Gessler, J. Boll, W.J. Elliot, R. B. Foltz. 2006. Spatially and temporally distributed modeling of landslide susceptibility. *Geomorphology* 80: 178–198.

- Grabowski W. W. 1989. On the influence of small-scale topography on precipitation, *Q, J, R, Meteorol, SOC*, 115, pp, 633-650.
- Greco R., M. Sorriso-Valvo, E. Catalano. 2007. Logistic Regression analysis in the evaluation of mass movements susceptibility: The Aspromonte case study, Calabria, Italy, *Engineering Geology* 89: 47–66.
- Guadagno F.M., R. Forte, P. Revellino, F. Fiorillo, M. Focareta. 2005. Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: The role of morphological slope discontinuities and the development of failure. *Geomorphology* 66: 237–254pp.
- Guillén C. 2006. Diagnóstico de cicatrices de erosión en masa en la subcuenca del río Caramacate de la cuenca alta del río Guárico (CARG) y su relación con elementos geomorfológicos. Trabajo presentado para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Maracay. Venezuela. 167pp
- Guler M., B. Cemek, H. Gunal. 2007. Assessment of some spatial climatic layers through GIS and statistical analysis techniques in Samsun Turkey *Meteorol, Appl*, 14: 163–169.
- Gupta V., M.P. Sah. 2008. Spatial Variability of Mass Movements in the Satluj Valley, Himachal Pradesh during 1990 ~ 2006. *J. Mt. Sci.*: 5: 38–51.
- Guyot G., X. Gu. 1994. Effect of Radiometric Corrections on NDVI-Determined from SPOT-HRV and Landsat-TM Data. *Remote Sens. Environ.* 49:169-180.
- Guzzetti F. 2003. In: Jansà A. & Romero R. (eds.), *Proceedings 4th Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Mallorca, Spain, Universitat de Illes Balears, CD-ROM. ISBN 84-7632-792-7. 4p
- Guzzetti F., A. Carrara, M. Cardinali, P. Reichenbach. 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31, 181–216.
- Guzzetti F., G. Crosta, R. Detti, F. Agliardi. 2002. Stone: a computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Computers & Geosciences*, 28: 9:1079-1093.
- Guzzetti F., M. Cardinali, P. Reichenbach, F. Cipolla, C. Sebastiani, M. Galli, P. Salvati. 2004. and slides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology* 73, 229–245.
- Guzzetti F., P. Reichenbach, M. Cardinali, M. Galli, F. Ardizzone. 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology* 72:272–299.
- Guzzetti F., S. Peruccacci, M. Rossi, C. P. Stark. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe *Meteorol Atmos Phys* 98: 239–267.
- Guzzetti F., F. Ardizzone, M. Cardinali, M. Galli, P. Reichenbach, M. Rossi. 2008. Distribution of landslides in the upper Tiber river basin, central Italy. *Geomorphology* 96: 105-122p.
- Hattanjia T. y H. Moriwakib. 2009. Morphometric analysis of relic landslides using detailed landslide distribution maps: Implications for forecasting travel distance of future landslides, *Geomorphology* 103: 447–454.
- Hernández E.A. 2000. Debris and mud flows, Vargas State, Venezuela, storm of 15 and 16 december 1999. En *Dinámica de Flujo Torrencial. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.*

- Hernández W., A. Ospina, G. Elizalde. 2004. Mineralogía de los suelos y materiales parentales de la cuenca alta del río Guárico (Venezuela). XVI Congreso Latinoamericano y XII Congreso de la Ciencia del Suelo, Cartagena de Indias. 5p. Colombia.
- Herold M., P. Mayaux, C.E. Woodcock, A. Baccini, C. Schmullius. 2008. Some challenges in global land cover mapping: An assessment of agreement and accuracy in existing 1 km datasets. *Remote Sensing of Environment* 112 (2008) 2538–2556.
- Hodgson, M. E., and B. M. Shelley. 1994. Removing the Topographic Effect in Remotely Sensed Imagery. *ERDAS Monitor*, 6 (1): 4-6.
- Hong X., W. Fangqiang, C. Peng. 2000. Causes and characteristics of the Avila debris flows in Venezuela. En estudio de caso. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.
- Hoosbeek M.R. y R.B. Bryant. 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis — a review. *Geoderma*. 55(3–4)183–210
- Huabin W., L. Gangjun, X. Weiya y W. Gonghui. 2005. GIS-based landslide hazard assessment: an overview. *Progress in Physical Geography* 29; 4. 548–567.
- Hutchinson M.F. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *J. Hydrol. (Amsterdam)* 106:211–232.
- Iida T. 2004. Theoretical research on the relationship between return period of rainfall and shallow landslides *Hydrol, Process*. 18:739–756.
- Imaizumi F., R. C. Sidle, R. Kamei. 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Forest harvesting effects on occurrence of lands* 33: 827–840.
- Iwahashi, J., R. J. Pike. 2007. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature, *Geomorphology* 86: 409–440.
- Jácome A. 2002. Evaluación del efecto de cambio de cobertura y uso de la tierra sobre la producción de sedimentos en la cuenca del río Caramacate (subcuenca portante del Embalse de Camatagua). Trabajo de Ascenso para optar al cargo de Profesor Asistente. Instituto de Edafología, Facultad de Agronomía, Universidad Central de Venezuela, Maracay, Venezuela. 159p.
- Jácome A.; A. Ospina; A. Valera; G. Elizalde. 2004. Memoria, Jornada Técnica de Diagnóstico General de la Realidad de campo de la cuenca alta del río Guárico: Gira de Campo 04, 05, 06 y 07 de Agosto 2003, Manejo Integral de la cuenca alta del río Guárico. Núcleo de Investigación y Excelencia. Proyecto Iniciativa Científica del Milenio, Instituto de Edafología, Facultad de Agronomía, Universidad Central de Venezuela, Maracay, Venezuela. 52p.
- Jácome A., Ch. Puech, D. Raclot, J. S. Bailly, B. Roux. 2008. Extraction d'un modèle numérique de terrain à partir de photographies par drone. *Revue des Nouvelles Technologies de l'Information, Cépaduès Éditions*, vol E-13, 79-99.
- Jaedicke C., A. Kleven. 2008. Long-term precipitation and slide activity in south-eastern Norway, autumn 2000. *Hydrol, Process*, 22, 495–505.
- Jakob M., S. Lambert. 2009. Climate change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia *Geomorphology* 107:275–284.

- Jamieson S.S.R., H.D. Sinclair, L.A. Kirstein, R.S. Purves. 2004. Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India.. *Geomorphology* 58: 49–65.
- Jenny H. 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York. 109p.
- Jiang Z., A R. Huete, J. Chen, Y. Chen, J. Li, G. Yan, X. Zhang. 2006. Analysis of NDVI and scaled difference vegetation index retrievals of vegetation fraction. *Remote Sensing of Environment* 101: 366–378
- Johansson B., D. Chen. 2003. The influence of wind and topography on precipitation distribution in sweden: statistical analysis and modelling *Int. J. Climatol*, 23: 1523–1535
- Jones D.P., R.C. Graham. 1993. Water-holding characteristics of weathered granitic rock in chaparral and forest ecosystems. *Soil Sc. Sc. Am. J.*, 57, 256-261.
- Julien Y., J. A. Sobrino. 2009. The Yearly Land Cover Dynamics (YLCD) method: An analysis of global vegetation from NDVI and LST parameters. *Remote Sensing of Environment* 113: 329–334.
- Keefer D.K.1984. Landslides caused by earthquakes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 406-421
- Köthe, Rüdiger, Gehrt, Ernst, and Böhner, Jürgen. 1996. Automatische Reliefanalyse für geowissenschaftliche Kartierungen—derzeitiger Stand und Weiterentwicklungen des Programms SARA (Automatic relief analysis for geoscientific mapping—present status and progress of SARA): *Arbeitshefte Geologie (Hannover)*, 1: 31-37.
- Koutsias N., M. Karteris. 2003. Classification analyses of vegetation for delineating forest fire fuel complexes in a Mediterranean test site using satellite remote sensing and GIS. *Int J. Remote Sensing*. 24:15: 3093–3104.
- Krishnaswamy J., K. Bawa, K.N. Ganeshaiah, M.C. Kiran.2009.Quantifying and mapping biodiversity and ecosystem services: Utility of a multi-season NDVI based Mahalanobis distance surrogate. *Remote Sensing of Environment* 113: 857–867
- Kutilek M., y D.R. Nielsen. 1994. *Soil Hydrology*. Catena-Verlag. Cremlingen
- Laffaille J., C. Ferrer, J. Rincón. 2005. Antecedentes históricos de eventos meteorológicos ocurridos en el valle del Río Mocotíes y su impacto geomorfológico. *Revista Geográfica Venezolana*, número especial: 297-311.
- Laffaille J., C. Ferrer, J. Rincón. 2006. Evaluación de las condiciones físicas y análisis de la vulnerabilidad del barrio San José de las flores alto y medio (Mérida). Ejemplo de la importancia de la geomorfología en los estudios de microzonificación sísmica. *Revista de la Facultad de Ingeniería Universidad Central de Venezuela*.:21:4. ISSN 0798-4065.*versión impresa*.9p.
- Larsen M.C.2008. Rainfall-triggered landslides, anthropogenic hazards, and mitigation strategies. *Adv. Geosci.*, 14: 147–153.
- Lee S., JA. Talib 2005. Probabilistic landslide susceptibility and factor effect analysis, *Environmental Geology* 47: 982–990.
- Lenney M. P., C. E. Woodcock, J. B. Collins, H. Hamdi. 1996. The Status of Agricultural Lands in Egypt: The Use of Multitemporal NDVI Features Derived from Landsat TM. *Remote sens. Environ.* 56:8-20.
- Liberal L.M., R. Langone. 2000. Procesamiento digital de imágenes e integración catastral en un área afectada del litoral central (Carmen de Uria, edo. Vargas, Venezuela). En *Sistema de información y Mapas de riesgo*. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro

- académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre. Caracas. Venezuela.
- Linderson M. 2003. Spatial distribution of meso-scale precipitation in scania, southern sweden., *Geografiska Annaler* · 85 A: 183-196.
- López J.L., M. E. Bello, N. Gonzales, A. Toyo. 2000a. Consideraciones sobre el desastre de Carmen de Uría. En casos de estudio. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.
- López J.L., D. Pérez, R. García, Z. Shucheng. 2000b. Evaluación hidro-geomorfológica de los aludes torrenciales de diciembre de 1999 en Venezuela. En *Hidrología. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.*
- López J.L., D. Pérez, R. García. 2003. Hydrologic and geomorphologic evaluation of the 1999 debris-flow event in Venezuela. *International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Proceedings:2: pp.989-1000.*
- López C. 2004. Estudio de riesgo de erosión por movimientos en masa en la subcuenca de la quebrada Guamita, vertiente Sur del parque nacional “Henry Pittier”. Trabajo de Grado. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Maracay. 53 p.
- Lyon B. 2002. Enhanced Seasonal Rainfall in Northern Venezuela and the extreme Events of December 1999. *Journal Of Climate* (16): 2302-2306.
- Maestro Cano, I.C. 2005. Impacto del algoritmo d en la extracción automática de redes de drenaje a partir de modelos digitales de elevaciones *Rev, C&G*, 19 (1-2).
- Machado G., J. Viloria. 2011. Relación entre la orientación de las laderas y atributos del suelo en la cuenca del río Caramacate, Estado Aragua-Venezuela. XIX Congreso Venezolano de la Ciencia del Suelo Calabozo, Estado Guárico, Venezuela. 21 al 25 de Noviembre de 2011. 5p.
- Magliulo P., A. Di Lisio, F. Russo. 2009. Comparison of GIS-based methodologies for the landslide susceptibility assessment. *Geoinformatica*. 13:253–265.
- Mann H. B., D. R. Whitney. 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics*. 18: 1: 50-60  
Published by: Institute of Mathematical Statistics, Stable URL:  
<http://www.jstor.org/stable/2236101>.
- Marcucci, E. 2000. La formación de deltas como resultados de los flujos de detritus ocurridos en diciembre de 1999 en Carmen de Uría y en los corales, litoral central de Venezuela. En casos de estudio. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela
- Marquez R., J. Zêzere, R. Trigo, J. Gaspar, I. Trigo. 2008. Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoação County (São Miguel Island, Azores): relationships with the North Atlantic Oscillation *Hydrol, Process*, 22, 478–494.
- Marquínez J., J. Lastra, P. García. 2003. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis, *Journal of Hydrology* 270:1–11.

- Martelo M.T. 2003. La precipitación en Venezuela y su relación con el sistema climático, Dirección de Hidrología, Meteorología y Oceanología, Dirección general de cuencas hidrográficas, MARNR, Caracas, 72p.
- Maselli F. 2001. Definition of Spatially Variable Spectral Endmembers by Locally Calibrated Multivariate Regression Analyses. *REMOTE SENS. ENVIRON.* 75:29–38.
- Maselli F. 2004. Monitoring forest conditions in a protected Mediterranean coastal area by the analysis of multiyear NDVI data. *Remote Sensing of Environment* 89: 423–433.
- McCormack D.E., K.K. Young, G.M. Darby. 1982. Rock fragments and the K factor of the universal soil loss equation. Chapter 8. In erosion and productivity of soil containing rock fragments. *SSSA Special Publication* . 13:76-79p.
- McBratney A.B., M.L. Mendonga Santos, B. Minasny. 2003. On digital soil mapping. *Geoderma*, 117: 3-52.
- McClelland D.E., R.B. Foltz, W.D. Wilson, T.W. Cundy, R. Heinemann, J.A. Saubier, R.L. Schuster. 1997. Assessment of the 1995–1996 floods and landslides on the Clearwater National Forest: Part I. Landslide Assessment. A Report to the Regional Forester Northern Region U.S. Forest Service, December.
- Mehrotra G., D. Kanungo, K. Mahadeviah. 1996. Landslide hazard assessment—a need for environmental management. *Proc. 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway*, pp. 315–320.
- Meyer A, JA. Martínez-Casasnovas. 1999. Prediction of existing gully erosion in vineyard parcels of the NE Spain: a logistic modeling approach, *Soil & Tillage Research* 50:319-331.
- Miliaresis G. Ch. 2001 Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale, *Computers & Geosciences* 27:775–786.
- Minnaert J. L. and G. Szeicz. 1961. The Reciprocity Principle in Lunar Photometry. *Astrophysics Journal* 93:403-410.
- Monteith J.L. 1965. Evaporación y ambiente. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 19, 205-224.
- Montiel K., E. Gouveia, E. Montes. 2007. Influencia de la intervención antrópica en la ocurrencia de procesos de ladera. Microcuenca de la quebrada Ramos, flanco norandino Venezolano. *Terra Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. Nueva Etapa: XXIII: 034*. pp. 35-68.
- Moore I.D., R. B. Grayson, and A. R. Landson. 1991. Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications. *Hydrological Processes* 5: 3–30.
- Moore I. D. y J.P Wilson. 1993. Length-Slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: Simplified method of estimation, *Journal of Soil and Water Conservation*, 47: 423- 428.
- Moussa R. 2008. Effect of channel network topology, basin segmentation and rainfall spatial distribution on the geomorphologic instantaneous unit hydrograph transfer function *Hydrol, Process*, 22, 395–419.
- Nacci S. 2001. Alteraciones en el régimen hídrico del suelo asociadas a la sistematización y cambios en el manejo de tierras con viña de secano en el Añoiá-Alt Penedes. Tesis Doctoral. Universidad de Lleida. Cataluña.
- Nacci S. 2010. Impacto del cambio en el manejo de tierras con viña de secano del área mediterránea sobre la suplencia de humedad al cultivo y sobre los procesos de degradación



- del suelo: Caso de la Comarca del Anoia. Tesis Doctoral. Universitat de Lleida. Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Agrària Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl.147p.
- Nacci S., I. Pla y M.C. Ramos.2000.Impactos de cambios en el manejo de tierras con viña del NE de España sobre la conservación de suelo y agua. 11Th Isco Conference. Buenos Aires Argentina.
- Nacci S., MC. Ramos, I. Pla. 2002. Dynamics of the soil physical properties in vineyards of the Añoia-Alt Penedes Región (Catalunya, Spain). In J.L. Rubio *et al* (eds) Man and soil at the third millennium, II: 1615-1624. Logrono, Spain. Geofoma.
- Ng K.Y.2006. Landslide locations and drainage network development: A case study of Hong Kong, *Geomorphology* 76:229–239.
- Ochoa J. 2003. Análisis de la cobertura y uso de la tierra a escala semidetallada, a partir del procesamiento visual de una imagen de satélite Landsat, en la cuenca del río Caramacate. Trabajo presentado para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Universidad Central de Venezuela.Facultad de Agronomía, Instituto de Edafología. Maracay. Venezuela.127pp.
- Ochoa J., A. Jácome, J. Viloría. 2004. Caracterización del relieve de las subcuencas de los ríos Caramacate y San Juan, por medio de los modelos digitales de elevación. Proyecto Iniciativa Científica del Milenio, Núcleo de Investigación y Excelencia Manejo Integral de la cuenca alta del río Guárico, Maracay, 30p.
- Ohlmacher G., J. C. Davis. 2003. Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. *Engineering Geology* 69: 331–343pp. [www.elsevier.com/locate/enggeo](http://www.elsevier.com/locate/enggeo).
- Ollier C., D. Calcaterra, M. Parise. 2007. Studies in weathering and slope movements—an introduction. *Geomorphology*: 87:101–103.
- ONU 2004. Vivir con el riesgo. Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres. Versión 2004. Anexo 1. Secretaría interinstitucional de la estrategia internacional para la reducción de desastres, Naciones Unidas (EIRD/ONU). 8p. [www.un.org/Pubs/sales.htm](http://www.un.org/Pubs/sales.htm); [www.unisdr.org/eng/library/lib-thesaurus.htm](http://www.unisdr.org/eng/library/lib-thesaurus.htm)
- Ospina B. A. y G. Elizalde. 2004a. Clasificación de paisajes de la subcuenca del río Caramacate, escala 1:100 000. Manejo integral de la cuenca alta del río Guárico. Proyecto Iniciativa Científica del Milenio. Núcleo de Investigación y Excelencia Manejo integral de la cuenca alta del río Guárico. Instituto de Edafología. Facultad de Agronomía. Universidad Central de Venezuela, Maracay, Venezuela. 50p.
- Ospina B. A. y G. Elizalde. 2004b. Modelo pedogeomorfológico de la cuenca alta del río Guárico. Manejo integral de la cuenca alta del río Guárico. Núcleo de investigación y excelencia. Proyecto iniciativa científica del milenio. Facultad de Agronomía. UCV. Maracay. Venezuela. 120p.
- Ostir K.,T. Veljaňovski, T. Podobnikar , Z. Stanc. 2003. Application of satellite remote sensing in natural hazard management: the Mount Mangart landslide case study. *Int. J. Remote Sensing*.24:20:3983–4002.Springer, New York. 91 pp.
- Pacheco Troconis, G. 2002. Las iras de la Serranía: Lluvias torrenciales, Avenidas y deslaves en la Cordillera de la Costa, Venezuela. Un enfoque histórico.Fondo Editorial TropyKos. Caracas. ISBN 9803252607. p169.

- Pack R., D. Tarboton, C. Goodwin. 1998. The SINMAP. Approach to Terrain Stability Mapping," In: 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada 21-25 September.
- Pannatier, Y. 1996. Variowin. Software for Data Analysis in 2D.
- Parise M. 2001. Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. *Phys. Chem. Earth*, 26:9:697-703.
- Parra M, y M. Puche. 2004. Informe sobre caracterización climática de las estaciones pertenecientes a la cuenca alta del río Guárico, Manejo Integral de la cuenca alta del río Guárico, Núcleo de Investigación y Excelencia, Proyecto Iniciativa Científica del Milenio, Instituto de Edafología, Facultad de Agronomía, Universidad Central de Venezuela, Maracay, Venezuela, 78p.
- Pearce J., S. Ferrier. 2000. An evaluation of alternative algorithms for fitting species distribution models using logistic regression, *Ecological Modelling* 128:127-147.
- Pece R., 2001. Comportamiento Espacial de los Grupos Sociales Vulnerables en Venezuela. Fondo editorial de humanidades y educación colección académica. Serie trabajos de licenciatura, Facultad de humanidades y educación, Universidad Central de Venezuela. Departamento de Publicaciones Universidad Central de Venezuela Ciudad Universitaria. Caracas-Venezuela. 94p
- Pérez D.2000. Procesos geomórfico-fluviales asociados al evento catastrófico del estado Vargas, Venezuela. Diciembre 1999. En *Geología y Geomorfología. Jornadas de Investigación. JIFI 2000. Segundo encuentro académico EAI-UCV. 2000. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Instituto de Mecánica de Fluidos. 27 de Noviembre al 1 de Diciembre, Caracas, Venezuela.*
- Pérez F. 2008. Análisis de Estabilidad Relativa. Requisito para la Ocupación. *AGORA, Trujillo. Venezuela* (11):21:211-227.
- Pérez S. 2006. Alternativas de Riesgos Naturales en la Microcuenca de la Quebrada El Oro, cuenca del Río Castán. Trujillo-Venezuela. *AGORA. (9):18:*
- Pidwirny. 2006 (02/02/2006 11:12) Fundamentals of physical geography. Chapter 10: Introduction to the Lithosphere. Hillslope processes and mass movement. En [physicalgeography.net](http://www.physicalgeography.net). Fundamentals online textbook. Disponible en Internet: <http://www.physicalgeography.net/fundamentals>.
- Pineda M.C., G. Elizalde, J. Viloría. 2011a. Determinación de áreas susceptibles a deslizamientos en un sector de la cordillera de la costa central de Venezuela. *Interciencia* 36:5:370-377.
- Pineda M.C., G. Elizalde, J. Viloría. 2011b. Relación suelo-paisaje en un sector de la cuenca del río Caramacate, Aragua. Venezuela. *Revista de la Facultad de Agronomía. UCV.* 37:1.
- Pineda M.C., A. Viloría, J. Viloría. 2012. Assessment of susceptibility to mass erosion by logistic regression and Bayesian networks in mountainous landscapes of north-central Venezuela. College on soil physics en International Centre for Theoretical Physics (ICTP). Trieste, Italia. 4p.
- Pineda, MC.2008. Determinación de áreas susceptibles a movimientos en masa y erosión laminar en unidades de paisaje del río Caramacate, localizada en la cuenca alta del río Guárico. Trabajo de ascenso a asistente. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Maracay, Venezuela. 332pp.

- Pla I., 1977. Metodología para la caracterización física con fines de diagnóstico de problemas de manejo y conservación de suelos en condiciones tropicales. Curso de Postgrado en Ciencia del suelo. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Agronomía, Comisión de Estudios para graduados.85p.
- Pla I., 1992a. La erodabilidad de los andisoles en Latino América. Suelos Ecuatoriales 22(1). Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. Colombia. 33-43.
- Pla I., 1992b. Water saving for rainfed crop production in the tropics through surface soil conditioning. In: H. Verplancke *et al* (ed) Water Saving Techniques for Plant Growth Kluwer Academic Publish, Dordrecht The Netherlands.
- Pla I., 1995. Modelling hydrological processes for guiding soil and water conservation practices. In the soil as strategic resource: Degradation processes and conservation measures. Meeting European Soc. Soil. Conserv. Spain.
- Pla I., 1996a. *Integración de propiedades físicas en modelos hidrológicos para la evaluación de procesos de degradación de suelos*. En López F.R. y Delgado E, F. (Eds). Suelos con limitaciones físicas, evaluación, diagnóstico y manejo. Impacto en la productividad de los sistemas agrícolas de Venezuela. CIDIAT, Mérida, Venezuela. 107-109.
- Pla I., 1996. Propiedades físicas del suelo. Relaciones con la productividad y procesos de degradación. Métodos de evaluación y modelaje. En López F.R. y Delgado E.F. (Eds). Suelos con limitaciones físicas, Evaluación, Diagnóstico y Manejo CIDIAT, Mérida. Venezuela.107-109.
- Pla I., 1997. A soil water balance model for monitoring soil erosion processes and effects on steep lands in the tropics. En: Pla, I. (Ed.). Soil Erosion Processes on Steep Lands. Special Issue of Soil Technology. Elsevier. Amsterdam. pp: 17-30.
- Pla I., 1999. Características y propiedades de los suelos pedregosos. En: López, R.F., y Delgado, F.E. (Eds.). Suelos Pedregosos CIDIAT. Series: suelos y clima SC-74. Mérida. pp: 33-39.
- Pla I., 2002. Hydrological approach to soil and water conservation. En: Rubio, J.L. *et al* (Eds.). Man and Soil at the Third Millenium. Geofoma Ed. Logroño.pp: 65-87.
- Pla I.; S. Nacci, F. Fonseca y H.C. Dalurzo. 2007. Soil water regimen under different land and crop management systems in Catalonia (NE, Spain) vineyards. 5<sup>th</sup> International Congress of the European Society for Soil Conservation. Palermo (Italy). Book of Abstracts. 56p.
- Polemio M., F. Sdao .1999. The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italia). *Engineering Geology*. 53:3-4:297-309.
- Porta J.; M. López Acevedo y C. Roquero. 1999. Edafología. Para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.849pp.
- Prada R., J. A. Vilorio, R. J. Pérez, J. Ramos, J. Peña, E. Núñez. 2004. Características de los suelos de la subcuenca Caramacate, Principales variaciones y relaciones con atributos del paisaje. Proyecto iniciativa científica del milenio. Núcleo de investigación y excelencia. Manejo integral de la cuenca alta del río Guárico Facultad de Agronomía. UCV. Maracay. 108p.
- Prudhomme C., D. W. Reed. 1999. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in scotland *Int, J, Climatol*, 19: 1337–1356.
- Pryor S. C., J. A. Howe, K. E. Kunkel.2008.How spatially coherent and statistically robust are temporal changes in extreme precipitation in the contiguous USA? *Int. J. Climatol*. Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1696

- Rahardjo H., X.W. Li, D. G. Toll, E. C. Leong. 2001. The effect of antecedent rainfall on slope stability, *Geotechnical and Geological Engineering* 19: 371-399.
- Rahimzadeh F., A. Asgari, E. Fattahi. 2008. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades *Int, J, Climatol*, 15p.
- Remondo J, A. González-Díez, JR Díaz de Terán, A Cendrero. 2003. Landslide susceptibility models utilising spatial data analysis techniques. A case study from the lower Deba valley, Guipúzcoa (Spain). In: Chacon J, Corominas J (eds) Special issue on Landslides and GIS. *Nat Hazards* 30(3):267–279.
- Remondo J., J. Soto, A. González-Díez, J. R. Díaz y A. Cendrero. 2004. Analyzing structural and functional changes of traditional landscapes—two examples from Southern France. *Geomorphology*. Volume 66, Issues 1-4: 69-84pp.
- Römer W. 2007. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. *Geomorphology* 86: 349–368.
- Rouse J.W., R.H. Haas, J.A. Schell. y D.W. Deering. 1973a. Monitoring Vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *Proceedings 3 rd ERTS Symposium*. 1: 48-62.
- Rouse J.W., Jr., R.H. Haas, J.A. Schell, and D.W. Deering. 1973b. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. *Prog. Rep. RSC 1978-1*, Remote Sensing Center, Texas A&M Univ., College Station, 93p. (NTIS No. E73-106393)
- Rowbotham R y D. Dudycha. 1998. GIS modeling of slope stability in Phewa Tal watershed, Nepal. *Geomorphology* 26:151–170pp.
- Ruiz-Gallardo J.R., A. Quintanilla, S. Castaño. 2003. Teledetección Y SIG en la Gestion Post Incendio Forestal. El caso de Almansa (Albacete). X Congreso de Teledetección. Teledetección y Desarrollo Regional Cáceres, España, pp. 183-186.
- Sader S. A., R. B. Waide, W.T. Lawrence, A. T. Joyce. 1989. Tropical Forest Biomass and Successional Age Class Relationships to a Vegetation Index Derived from Landsat TM Data. *Remote sens. Environ.* 28:143-156.
- Sarcos J., C. Moreno. 2004. Entrevistas a líderes de organizaciones gremiales, comunales y directivos de instituciones nacionales, regionales y locales, relacionados con la cuenca alta del río Guárico. Manejo Integral de la cuenca alta del río Guárico. Núcleo de Investigación y Excelencia. Proyecto Iniciativa Científica del Milenio. Facultad de Agronomía. UCV. 32p.
- Scheidegger A. E. 2002. Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia. *Geomorphology* 46: 95–115.
- Schiefer E., R. Gilbert. 2007. Reconstructing morphometric change in a pro glacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology* 88:167–178.
- Schmidt K.H., I. Beyer. 2002. High-magnitude landslide events on a limestone-scarp in central Germany: morphometric characteristics and climatic controls, *Geomorphology* 49: 323–342.
- Schuler T. V., P. Crochet, R. Hock, M. Jackson, I. Barstad, T. Johannesson. 2008. Distribution of snow accumulation on the Svartisen ice cap, Norway, assessed by a model of orographic precipitation, *Hydrol, Process.* 22: 3998–4008.

- Segele Z., L. Leslieb, P.J. Lamba. 2008. Evaluation and adaptation of a regional climate model for the Horn of Africa: rainfall climatology and interannual variability. *International Journal of Climatology*. Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1681 Royal Meteorological Society. 19p.
- Sen Roy S. 2008. A spatial analysis of extreme hourly precipitation patterns in India *Int, J, Climatol*. 11p
- Shagam R. 1960. Geología de Aragua central (Venezuela), Boletín de Geología Publicación Especial, 3 (2): 574-673 III Cong, Geol, Venez, Caracas, 1959.
- Shalaby A., R.Tateishi. 2007. Remote sensing and GIS for mapping and monitoring land cover and land-use changes in the Northwestern coastal zone of Egypt. *Applied Geography* 27: 28–41.
- Shapiro S. S. y M. B Wilks. 1965. "An analysis of variance test for normality (complete samples)". *Biometrika* 52 (3-4): 591–611.
- Sharma R, H. N, M, Shakya. 2008. Rain induced shallow landslide hazard assessment for ungauged catchments, *Hydrogeology Journal*.16: 871–877.
- Sharpe C.F.S. 1938. Landslides and Related Phenomena, a Study of Mass- Movement of soil and rock, Columbia Univ Press, New York, 137p., reprinted 1960 by Pageant Books Inc., Paterson, NJ.
- Shrestha DP, JA. Zinck. 1999. Land degradation assessment using geographic information system: A case study in the middle mountain region of the Nepalese Himalaya. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). The Netherlands.19pp.
- Shtober-Zisu N., N. Greenbaum, M. Inbar, A. Flexer. 2008. Morphometric and geomorphic approaches for assessment of tectonic activity, Dead Sea Rift (Israel), *Geomorphology* 102: 93–104.
- Sidle RC. 1991. A conceptual model of changes in root cohesion in response to vegetation management. *Journal of Environmental Quality* 20: 43–52.
- Sidle RC. 1992. A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability. *Water Resource Research* 28: 1897–1910. DOI: 10.1029/92WR00804
- Six J., H. Bossuyt, S. Degryze, K. Denef. 2004. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research* 79: 7–31.
- Smith J. A., T. L. Lin, and K. J. Ranson. 1980. The Lambertian Assumption and Landsat Data. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 46 (9): 1183-1189.
- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil survey manual. United States Department of Agriculture, Handbook No. 18. Washington DC, NRCS, USDA.
- Song C., C .E. Woodcock , K. C. Seto, Y Lenne, M. P. y S. A. Macomber.2001. Classification and change detection using Landsat TM data. When and how to correct atmospheric effects? *Remote Sensing of Environment*. 75:230-244.
- Suprit K., D. Shankar. 2008. Resolving orographic rainfall on the Indian west coast, *Int, J, Climato*. 28: 643–657.
- Tang C., S. Shindo, I. Machida.1998. Topographical effects on the distributions of rainfall and 18O distributions: A case in Miyake Island, Japan, *Hydrological Processes* 12, 673-682.

- Tangestani M. 2003. Landslide susceptibility mapping using the fuzzy gamma operation in a GIS, Kakan catchment area, Iran, Shiraz University, Faculty of Sciences Dept, of Earth Sciences, Shiraz, Iran, *Landslide & Soil Erosion*.6p.
- Tarboton D. G., R. L. Bras and I. Rodriguez-Iturbe. 1991. "On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data," *Hydrologic Processes*, 5(1): 81-100.
- Teillet P. M., K. Staenx, D. J. Williams. 1997. Effects of Spectral, Spatial, and Radiometric Characteristics on Remote Sensing Vegetation Indices of Forested Regions. *Remote sens. Environ.* 61:139-149.
- Thomas A, U.C. Herzfeld. 2004. Regeotop: new climatic data fields for east asia based on localized relief information and geostatistical methods *Int, J, Climatol*, **24**: 1283–1306.
- Tukey J. 1977. Exploratory data analysis. Addison-Wesley Publishing Co., Reading, MA.EUA.
- Turke M.,T. Ko, F. Sari.2008. Spatio temporal variability of precipitation total series over Turkey, *Int, J, Climatol*, Published online in Wiley InterScience.
- Tveito O.E, I. Bjørdal, A. O. Skjelvag, B. Aune.2005.A GIS-based agro-ecological decision system based on gridded climatology. *Meteorol. Appl.* 12: 57–68.
- Urbaní F. y J. A. Rodríguez. 2003. Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Coedición FUNVISIS y UCV, iii + 146 p. (146 mapas a escala 1:25 000).
- UNDRO, 1992. Manual de términos para actividades relacionadas con desastres, Glosario multilingüe de términos convenidos internacionalmente relativos a la gestión de desastres, Departamento de Asuntos Humanitarios, Naciones Unidas, Ginebra, Suiza, [http://www.crid.or.cr/crid/CD\\_VCD/page932.html](http://www.crid.or.cr/crid/CD_VCD/page932.html)
- USGS. 1993.USCS data user guide 5 for DEM's, <ftp://www.mapping.usgs.gov/pub/ti/DEM/demguide> (connected: 02,06,2006).Van Asselen, S. y A.C. Seijmonsbergen. 2006. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology* 78: 309–320.
- Van Asselen, S. y A.C. Seijmonsbergen. 2006. Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology* 78: 309–320p
- Van Westen C.J. 1993. *Application of Geographic Information Systems to Landslide Hazard Zonation*, ITC Publication, 15, ITC: Enschede.
- Van Westen. C.J. 2000. The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics* 21: 241–255.
- Varnes D.J.1978. Slope movement types and processes, in *Landslide Analysis and Control*, edited by M. Clark,pp.11-33, Special Rep.176, Trans. Res. Board, national Academy of Science, national Res. Council, Washington, D.C.
- Verdu, J.M., R.J. Batalla, J.A. Martínez-Casasnovas. 2006. Estudio Hidrológico de la cueca del Río Isábena (cuenca del Ebro),I: Variabilidad de la Precipitación, *Ingeniería del Agua* 13: 4:321-330.
- Verhoeve J., R. De Wulf.2002. Land cover mapping at sub-pixel scales using linear optimization techniques. *Remote Sensing of Environment* 79: 96– 104.
- Vicente-Serrano, S., M.S. Lanjerib, J. I. López-Morenoc.2007. Comparison of different procedures to map reference evapotranspiration using geographical information systems and regression-based techniques, *Morenoc Int, J, Climatol*, 27: 1103–1118 .
- Viloria, J., M. Primera y M. Puche. 2005. Mapa de isoyetas para la cuenca alta del río Guárico usando Kriging ordinario, Primeras Jornadas Nacionales de Geomática, Fundación Instituto de Ingeniería, Centro de Procesamiento Digital de Imágenes, Caracas.

- Wagner, G. 1998. Técnicas de Evaluación de Compactación de Suelos. FONAIAP-CENIAP, Serie B, N° 33.33p.
- Wang H., B. Sassa.2006. Rainfall-induced landslide hazard assessment using artificial neural networks. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31:235–247.
- Warrick, A.W., y D. R. Nielsen. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. En: Hillel, D. (Ed.) *Applications of Soil Physics*. New York. pp: 319- 344.
- Wasowski, J. y V.Del Gaudio 2000. Evaluating seismically induced mass movement hazard in Caramanico Terme (Italia) *Engineering Geology* 58:3-4:291-311.
- Webster, R. and M.A. Oliver. 1992. Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal of Soil Science*, 43: 177-192.
- Wieczorek G.F.1987. Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California, In: Costa, Wieczorek (Eds,), *Debris Flows/Avalanches: Processes, Recognition and Mitigation, Reviews in Engineering Geology*, vol, 7, Geological Society of America, pp, 23– 104.
- Wilson JP, JC. Gallant. 2000. *Terrain analysis principles and applications*, Wiley, Toronto, p 479
- Working Party on World Landslide Inventory,1993,A suggested method for describing the activity of a landslide, *Bulletin of International Association of Engineering Geology* 47:53– 57.
- World Meteorologicas Organization.1998. Statement On the status of the global climate in 1998. Technical Note N° 202. WMO-N° 896. Ginebra, Suiza.12p.
- Wu W., and R.C. Sidle.1995. A distributed slope stability model for steep forested hillslopes, *Water Resources Research*. 31(8): 2097-2110.
- Wulder, M. 1998. Forest polygon decomposition through the integration of remote sensing, GIS, UNIX, and C. *Computers and Geosciences*, 24(2), 151–157.
- Wulder M. A., R. S. Skakun, W. A. Kurz, J. C. White.2004. Estimating time since forest harvest using segmented Landsat ETM+ imagery. *Remote Sensing of Environment* 93: 179–187.
- Yee J. 2008. Zonificación de áreas susceptibles y niveles de Vulnerabilidad ante Amenazas del tipo Movimientos de masa y desbordes por crecidas, en el trayecto urbano de la Quebrada Milla (Parroquia Milla, Edo. Mérida). Trabajo presentado para optar al título de Geógrafo. Universidad de los Andes, Mérida Venezuela. 113pp.
- Yesilnacar E., T. Topal. 2005 Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey), *Engineering Geology*.79:
- Yilmaz I. 2009, Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: A case study from Katlandslides(Tokat— Turkey), *Computers & Geosciences* 35:1125–1138.
- Zeverbergen L. W. and C. R. Thorne.1987. Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 12: 47-56.
- Zêzere A, B. Ferreira, M. Rodriguez.1999. The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon\_Portal. *Geomorphology* 30: 133–146.
- Zêzere J. L, M.L. Rodríguez, E. Reis, R. Garcia, S. Oliveira, G.Vieira y A.B.Ferreira.2004. Spatial and temporal data management for the probabilistic landslide hazard assessment considering landslide typology. *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Lacerda, Ehrlich, Fontoura & Sayão (eds). 1:117-123pp.

- Zhang S., X. Luu.2009. Hydrological responses to precipitation variation and diverse human activities in a mountainous tributary of the lower Xijiang, China. *Catena* 77:130–142.
- Zhou CH., CF. Lee, J. Li, ZW. Xu. 2002. On the spatial relationship between landslides and causative factors on Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*. 43:197– 207.
- Zinck. A.1990. La susceptibilidad de los suelos a la erosión por movimientos en masa en ambiente de selva nublada. El ejemplo de Rancho Grande, Venezuela. XI Congreso Latinoamericano de la Ciencia de Suelo. Cuba, 11-17 de Marzo. 7p.
- Zinck A.1996. Susceptibilidad de los suelos a la remoción en masa, con referencia especial a las montañas tropicales húmedas. En: J. Aguilar R., A. Martínez y A. Rocca R (Eds). Evaluación y manejo de Suelos. Junta de Andalucía /SECS/ Universidad de Granada: 25-48.
- Zinck A, J.Lopez, G. Metternicht, D. Shrestha, L. Vázquez-Selem 2001. Mapping and modeling mass movements and gullies in mountainous areas using remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 3:1: 43-53.



## 12 ANEXOS

### ANEXOS CAPÍTULO 6

#### Anexo 6.1. Tesauro

##### Delimitación de Subcuencas

Área total de la cuenca (m<sup>2</sup>, ha) (A)

Área de la subcuenca (m<sup>2</sup>, ha) (AS)

Perímetro de la subcuenca (m) (PER)

##### Índice de densidad de deslizamientos

Número de cicatrices en la cuenca (NT)

Número de cicatrices en la subcuenca (Nd)

Índice de densidad de deslizamientos ( $ID_{UP}$ )

Número de cicatrices cercanas a ejes de drenaje (NCCPO)

##### Variables geomorfológicas generadas a partir del MDE

Pendiente en grados (PEND)

El ángulo de la pendiente se denominó  $\beta$ . A partir de MDE en formato *raster*, esta se calcula como un cambio en la elevación para cada celda en función de las celdas vecinas (8, matriz de 3\*3). Burrough y McDonell, R.A., 1998).

Orientación (ORI):

Corresponde a la orientación de la dirección de la pendiente, de la tasa máxima de cambio en cada celda y sus vecinas (8, matriz de 3\*3). Sus valores van de 0° al Norte hasta 360° en sentido horario (Burrough y McDonell, R.A., 1998).

Plano de curvatura (PLAN)

Este se forma por intersección de un plano al azar con la superficie del terreno (Wilson y Gallant 2000). Muestra la concavidad y convexidad de la pendiente en sentido transversal o perpendicular, en metros por metro cuadrado (Zevenbergen y Thorne, 1987).

Perfil de curvatura (PERF):

Este se forma por intersección de un plano al azar con la superficie del terreno (Wilson y Gallant 2000). Muestra la concavidad y convexidad de la pendiente en sentido longitudinal, en metros por metro cuadrado (Zevenbergen y Thorne, 1987).

Curvatura(CUR) o forma del terreno

Relación entre el plano de curvatura y el perfil

	<p>de curvatura. Este se calcula sobre una base celda a celda. En cada celda se genera un polinomio de cuarto grado de la forma: <math>Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I</math>. El cual se fija para una superficie compuesta por una matriz de 3 x 3. Los coeficientes se calculan partir de esta superficie. (Moore <i>et al.</i>, 1991 y Zevenbergen, y Thorne. 1987).</p>
Área de Captación o drenaje (AS)	<p>Esta es definida como el área que fluye a una salida determinada que constituye el punto más bajo, determinándose e; área de drenaje que contribuye a cada celda específica del MDE, en metros cuadrados. Pueden ser delimitada a partir del MDE mediante el cálculo de la dirección del flujo (FWD) y flujo acumulado (FWA) (Tarboton <i>et al.</i>, 1991).</p>
Índice Topográfico de humedad (IH)	<p>Relaciona el área de captación (AS) de un punto y la tangente del ángulo de la pendiente (<math>\beta</math>) y es calculado como <math>IH = LN As / (\tan \beta)</math> (Willson y Gallant, 2000).</p>
Altura absoluta (ALT): en m.s.n.m	<p>Puntos de elevación construidos a partir de una cuadrícula de puntos.</p>
Altura relativa (ALTR, m)	<p>Amplitud del relieve que ofrece el potencial para la disección vertical de éste. Describe el desplazamiento vertical de una celda en función de la red de drenaje tomando en cuenta el relieve local (Böhner, 2004).</p>
Factor LS (LS)	<p>Factores longitud de la pendiente y gradiente de la pendiente, combinados con un índice simple que expresa la relación de la pérdida de suelo según el gradiente y la longitud. Éste corresponde a uno de los parámetros de la ecuación universal de pérdida de suelos USLE. Este fue propuesto por Moore y Wilson (1993) como factor LS. El mismo parte de la condición estándar de 9% de pendiente y 22 metros de longitud, donde <math>LS=1</math>. Es calculado como</p> $LS = (m + 1)(As/22.13)^m (\sin\beta/0.0896)^n$ <p>El símbolo (m) corresponde a la longitud y (n) al gradiente de la pendiente.</p>

Índice de convergencia (IC)	Tiene una interpretación similar al plano y perfil de curvatura. Se calcula como $IC = \left[ \frac{1}{8} \sum_{i=1}^8 \theta_i \right] - 90^\circ$ (Koethe y Lehmeier, 1996).
Dirección de flujo (FWD)	Este se calculó para cada celda, en una matriz de 3 x 3 usando el método determinístico de ocho nodos (D8). Para su representación se usa un sistema de codificación que representa a cada posible dirección. El resultado final será una matriz de direcciones o ángulos respecto al norte (Tarboton <i>et al.</i> , 1991).
Flujo acumulado (FWA)	La matriz de la dirección del flujo sirve de base para calcular el flujo acumulado que contiene para cada celda, el número de celdas vecinas aguas arriba que fluyen a ella. En este caso, a cada celda se le asigna un valor igual al número de celdas que fluyen hacia ella (Tarboton <i>et al.</i> , 1991).

### **Variables morfométricas a partir de la red de drenaje y el MDE**

Número de canales por subcuenca (NC)  
 Longitud del canal principal (LCP) (m)  
 Longitud de todos los canales (LTC) (m)  
 Altura máxima (ALMAXCP), mínima (ALTMINCP) y (ALTMCECP) del canal principal (msnm)  
 Orientación de cada canal principal (OC) (grados de 0 a 360 en sentido horario)

### **Variables geomorfológicas por cuenca**

Relación de relieve (RR)	(altura máxima (msnm)-altura mínima (msnm) de la subcuenca)/longitud canal principal (m). La longitud del canal principal corresponde a la proyección de este sobre la horizontal.
Densidad hidrográfica (DH)	N°canales/área de la subcuenca (m <sup>2</sup> )
Densidad de drenaje (DD)	longitud de canales (m)/ área de la subcuenca (m <sup>2</sup> )
Gradiente del canal principal (GC)	(altura máxima (msnm)-altura mínima (msnm) del canal principal o río)/longitud canal principal (m)
Índice de circularidad (IC)	área total (m <sup>2</sup> )/perímetro (m)
Índice de circularidad relativa (ICR)	perímetro subcuenca (m)/ (2* raíz (superficie subcuenca (m <sup>2</sup> )/ $\pi$ ))
Índice de fragmentación(IF)	100-(LCP *100/LCT)

**Anexo 6.2. Media de los valores de las variables geomorfológicas determinadas a partir del MDE en cada subcuena.**

SUB	AS (ha)	PER(m)	PEND (°)	ORI(°)	ALTMIN(m)	ALTMAX(m)	ALTME (m)	RR	DH	DD	GC	IC	ICR
A	323,2	7274	6,0	189,5	338,2	486,4	364,6	0,04	0,0000	0,005	0,005	444,3	3,6
A1	260,9	8515	20,6	186,9	511,8	842,5	609,4	0,08	0,0000	0,008	0,016	306,4	4,7
B	129,0	4999	9,4	150,6	350,6	464,7	389,9	0,05	0,0000	0,007	0,023	258,0	3,9
B1	818,6	12 954	20,2	206,3	663,3	1377,9	927,3	0,12	0,0000	0,006	0,081	631,9	4,0
C	211,7	6903	12,4	204,1	361,4	556,3	415,6	0,04	0,0001	0,013	0,043	306,7	4,2
C1	75,2	5204	15,9	202,6	559,8	837,7	660,5	0,11	0,0000	0,009	0,016	144,6	5,3
D	653,5	14 195	12,5	177,5	350,8	725,6	419,8	0,09	0,0000	0,009	0,007	460,4	4,9
D1	433,5	11 070	23,3	156,7	497,5	888,0	641,5	0,12	0,0000	0,008	0,013	391,6	4,7
E	194,3	6987	21,7	191,4	371,9	802,6	489,0	0,46	0,0001	0,010	0,010	278,0	4,4
E1	198,1	5965	21,7	249,1	635,6	1282,0	922,8	0,27	0,0000	0,005	0,193	332,1	3,8
ENE	542,2	12 656	22,6	183,6	414,0	783,7	534,1	0,06	0,0000	0,009	0,011	428,4	4,8
F	217,7	6041	24,7	215,5	414,3	984,9	667,7	0,27	0,0001	0,012	0,088	360,4	3,6
F1	604,5	10 440	24,6	145,5	536,6	1136,1	745,2	0,18	0,0000	0,007	0,015	578,9	3,8
G	504,3	12 269	22,8	188,9	397,9	983,4	584,7	0,08	0,0000	0,010	0,047	411,0	4,8
G1	500,6	9692	20,1	162,7	553,2	1032,9	728,9	0,11	0,0000	0,008	0,098	516,5	3,8
H	352,6	8707	20,9	152,8	378,0	703,5	489,7	0,13	0,0001	0,011	0,029	404,9	4,1
H1	221,0	6399	23,8	141,0	586,1	976,9	785,7	0,09	0,0000	0,007	0,093	345,4	3,8
I	178,4	6140	24,3	214,7	413,5	822,6	614,7	0,16	0,0000	0,008	0,119	290,6	4,0
I1	591,9	12 188	19,3	184,3	559,3	1139,8	790,5	0,13	0,0000	0,006	0,030	485,7	4,4

SUB	AS (ha)	PER(m)	PEND (°)	ORI(°)	ALTMIN(m)	ALTMAX(m)	ALTME (m)	RR	DH	DD	GC	IC	ICR
J	67,5	4338	22,9	136,4	412,6	782,9	555,2	0,20	0,0000	0,009	0,193	155,5	4,7
J1	179,8	6421	22,7	252,5	613,4	1065,6	787,7	0,18	0,0000	0,005	0,138	279,9	4,2
K	1036,6	15 197	21,9	185,2	378,1	822,4	516,6	0,09	0,0000	0,009	0,008	682,1	4,1
K1	521,9	10 311	20,2	178,3	583,4	964,6	696,4	0,08	0,0000	0,006	0,010	506,2	4,0
L	352,2	8168	24,8	151,4	414,7	864,9	598,6	0,13	0,0000	0,008	0,065	431,3	3,9
L1	831,5	11 823	17,6	195,0	684,4	1221,9	940,9	0,24	0,0000	0,004	0,143	703,3	3,6
M	649,4	11 810	23,4	198,4	430,1	1027,8	647,9	0,11	0,0000	0,008	0,043	549,9	4,1
M1	364,5	9222	18,2	158,0	626,7	927,7	732,6	0,09	0,0000	0,006	0,044	395,2	4,2
N	913,1	14 983	23,0	197,9	576,3	1126,3	799,7	0,10	0,0000	0,010	0,084	609,4	4,4
N1	1440,6	15 702	18,3	200,3	627,6	1339,9	837,9	0,14	0,0000	0,006	0,020	917,4	3,7
O	541,0	9258	22,6	199,7	523,5	1027,6	735,6	0,09	0,0000	0,009	0,075	584,4	3,5
P	474,5	8835	21,8	151,5	466,4	1081,8	708,9	0,19	0,0000	0,009	0,089	537,0	3,6
Q	458,5	10 785	22,2	195,5	438,9	866,0	619,9	0,08	0,0000	0,009	0,076	425,1	4,5
R	435,9	9911	21,2	184,4	662,1	1109,7	805,6	0,13	0,0001	0,010	0,071	439,8	4,2
S	324,5	7428	21,8	189,3	477,6	807,3	592,0	0,08	0,0000	0,009	0,009	436,8	3,7
T	117,2	4610	23,9	205,0	500,0	794,7	642,5	0,19	0,0000	0,009	0,125	254,3	3,8
U	512,3	11 588	19,3	205,6	676,1	1328,0	884,7	0,18	0,0000	0,008	0,028	442,1	4,5
V	127,9	5293	18,1	167,6	593,9	793,2	664,3	0,10	0,0000	0,011	0,080	241,6	4,1
W	691,9	11 804	19,1	218,8	775,6	1 415,7	1114,1	0,14	0,0000	0,004	0,121	586,2	3,9
X	530,4	10 902	24,4	142,0	466,5	1045,5	705,7	0,12	0,0000	0,008	0,113	486,6	4,2

SUB	AS (ha)	PER(m)	PEND (°)	ORI(°)	ALTMIN(m)	ALTMAX(m)	ALTME (m)	RR	DH	DD	GC	IC	ICR
Y	302,7	7873	19,0	198,4	593,3	1047,0	722,0	0,13	0,0000	0,008	0,022	384,4	4,0
Z	123,2	4691	16,8	219,5	560,0	783,9	631,4	0,13	0,0000	0,009	0,026	262,6	3,8
Min	67,5	4338	6,0	136,4	338 229,0	464,7	364,6	0,03	6E-06	0,004	0	144,6	3,5
Max	1440,6	15 702	24,8	252,5	775 548,0	1415,7	1114,1	0,5	7E-05	0,013	0,19	917,4	5,3
DV	287,5	3160	4,2	27,7	11 183 614,0	226,0	160,0	0,1	1E-05	0,002	0,05	155,7	0,4
Mediana	433,5	9222	21,664	189,3	511 821,0	964,6	664,3	0,1	3E-05	0,008	0,04	428,4	4,1
Media	351,4	8713	19,647	184,2	49 960 993,0	925,0	657,1	0,11	3E-05	0,008	0,04	403,4	4,1
CV	66,3	34,27	19,1969	14,6	21 850 635,0	23,4	24,1	65	45,28	25,72	118	36,34	10

SUB= Subcuenca, Área (AS, ha), Perímetro (PER, m), Pendiente media (PEND, °), Orientación (ORI, °), Altura mínima (ALTMIN, m), Altura máxima (ALTMAX, m), Altura media (ALTME, m), relación de relieve (RR) densidad hidrográfica (DH), densidad de drenaje (DD), gradiente de canales (GC), índice de circularidad (IC), índice de circularidad relativa (ICR),

**Anexo 6.3. Atributos morfométricos determinados a partir de la red de drenaje y el MDE por subcuena.**

SUB	NC	LCP (m)	LTC(m)	ALMACP (msnm)	ALMICP (msnm)	OC(°)	IF
A	45	3685,45	14 832,3	356,6	338,2	208,1	75,2
A1	72	3954,36	20 434,9		511,8	209,3	80,7
B	38	2167,53	9605,3	399,8	350,8	161,5	77,4
B1	159	6094,10	45 618,2	1158,8	662,7	259,7	86,6
C	129	5085,22	26 738,7	780,7	559,6	241,0	81,0
C1	29	2447,76	6801,7	400,2	361,2	235,9	64,0
D	253	4068,77	57 338,4	378,1	350,8	231,9	92,9
D1	142	3359,66	35 360,5	539,6	497,5	163,1	90,5
E	98	941,9	19 068,7	381,3	371,9	186,0	95,1
E1	37	2358,80	9800,8	1091,6	635,9	268,4	75,9
ENE	180	5741,49	49 795,5	474,9	414,1	201,7	88,5
F	149	2118,77	27 212,1	600,6	414,3	261,2	92,2
F1	115	3360,68	39 616,2	588,2	536,9	193,0	91,5
G	211	7288,22	49 069,5	740,7	397,9	259,9	85,2
G1	135	4177,24	41 816,4	965,4	554,2	206,1	90,0
H	221	2600,19	39 873,5	455,4	378,9	200,0	93,5
H1	54	4178,17	16 150,2	975,1	588,1	140,5	74,1
I	54	2567,3	14 773,9	722,1	416,0	252,3	82,6
I1	109	4562,3	37 645,9	694,5	559,3	222,9	87,9
J	23	1882,90	6384,5	975,9	613,4	131,4	70,5

SUB	NC	LCP (m)	LTC(m)	ALMACP (msnm)	ALMICP (msnm)	OC(°)	IF
J1	19	2479,54	8559,19	754,7	412,6	268,7	71,0
K	370	5215,14	95 655,01	418,6	378,1	239,4	94,6
K1	66	4554,4	31 364,26	628,9	583,4	225,1	85,5
L	97	3531,32	27 646,42	913,6	684,4	129,6	87,2
L1	86	2211,98	31 052,46	730,6	415,1	245,5	92,9
M	173	5404,56	52 899,45	859,7	627,3	170,0	89,8
M1	64	3321,54	21 270,93	574,0	429,4	226,6	84,4
N	413	5268,46	94 372,98	1020,4	576,0	238,6	94,4
N1	223	5056,79	89 161,90	726,4	627,4	252,5	94,3
O	217	5738,23	50 578,9	954,9	522,5	257,8	88,7
P	151	3173,32	43 746,93	751,1	468,3	161,4	92,8
Q	158	5057,47	42 670,16	821,5	439,4	258,7	88,2
R	231	3419,89	43 663,6	904,3	661,8	224,0	92,2
S	110	4087,76	28 147,57	516,0	478,4	215,5	85,5
T	48	1534,46	10 873,63	692,3	500,0	267,9	85,9
U	147	3589,07	42 456,96	777,4	675,5	226,8	91,6
V	59	1911,95	13 504,6	748,3	595,1	230,0	85,8
W	42	4619,61	24 986,03	1332,5	775,6	261,7	81,5
X	170	4782,25	43 179,99	1008,6	466,4	168,3	88,9
Y	95	3550,95	23 623,06	673,2	593,9	204,0	85,0



SUB	NC	LCP (m)	LTC(m)	ALMACP (msnm)	ALMICP (msnm)	OC(°)	IF
Z	47	1752,25	10 925,96	604,8	560,0	230,5	84,0
Total	5239	152 901,69	1 398 276,84	29 666,6	20 983,8	8936,1	3519,2
Min	19	941,9	6384,51	356,6	338,2	129,6	64,0
Max	413	7288,22	95 655,01	1332,5	775,6	268,7	95,1
DV	89	1433,97	22 169,12	234,5	111,8	39,4	7,4
Mediana	110	3589,07	31 052,46	726,4	511,8	226,6	87,2
CV	81	40,0	71,4	32,3	21,8	17,4	8,5
Media	99,8	3430,42	27 459,61	685,9	499,9	214,1	85,5

SUB=Subcuenca, NC=N° de Canales, LCP=Longitud Canal Principal, LTC=Longitud de todos los canales, ALMACP= Altitud máxima del canal principal, ALMICP=Altitud mínima canal principal, OC= Orientación del Canal Principal,

**Anexo 6.4. Numero de cicatrices localizadas a menos de 50 m de un canal primario o secundario, en cada subcuenca para los años 1992 y 2008.**

SUB	Idup1992	Clasificación 1992	Idup2008	Clasificación 2008	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 1992	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 2008	1992 (%)*	2008 (%)*
A	0,1	NS	0,9	LS		12,0		92,3
A1	0,4	NS	0,9	LS	4,0	9,0		90,0
B		NS	0,9	LS		7,0		140,0
B1	1262,0	MS	0,8	LS	40,0	23,0	108,1	82,1
C	1319,0	MS	1276,0	MS	23,0	34,0	230,0	283,3
C1		NS	1197,0	MS		9,0		225,0
D	1538,0	MS	1102,0	MS	71,0	60,0	197,2	187,5
D1	1481,0	MS	0,9	LS	19,0	25,0	82,6	147,1
E	3880,0	MAS	1854,0	AS	32,0	34,0	118,5	212,5
E1		NS	2386,0	AS		12,0		57,1
ENE	0,8	LS	0,8	LS	23,0	31,0	153,3	155,0
F	0,5	NS	0,4	NS	11,0	15,0	275,0	375,0
F1	0,9	LS	0,8	LS	22,0	21,0	115,8	100,0
G	1,0	LS	0,8	LS	29,0	36,0	161,1	200,0
G1	1060,0	MS	2923,0	MAS	23,0	51,0	121,1	78,5
H	2059,0	AS	2107,0	AS	44,0	67,0	169,2	203,0
H1	0,5	NS	1935,0	AS	5,0	13,0	125,0	68,4

SUB	Idup1992	Clasificación 1992	Idup2008	Clasificación 2008	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 1992	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 2008	1992 (%)*	2008 (%)*
I	1408,0	MS	1262,0	MS	3,0	15,0	33,3	150,0
II	0,7	LS	2282,0	AS		30,0		50,0
J		NS	2336,0	AS		9,0		128,6
J1	0,3	NS	3632,0	MAS	21,0	14,0	1050,0	48,3
K	1104,0	MS	0,7	LS	67,0	63,0	163,4	185,3
K1	1337,0	MS	1251,0	MS	15,0	16,0	60,0	55,2
L	0,2	NS	1022,0	MS	6,0	22,0		137,5
L1	0,1	NS	0,1	NS	4,0	2,0	200,0	50,0
M	1075,0	MS	1040,0	MS	26,0	33,0	104,0	110,0
M1	3293,0	MAS	0,7	LS	21,0	10,0		90,9
N	0,8	LS	0,5	NS	22,0	42,0	88,0	221,1
N1	1395,0	MS	0,5	NS	36,0	41,0	50,0	128,1
O	1084,0	MS	1,0	LS	37,0	29,0		126,1
P	0,7	LS	1708,0	MS	19,0	44,0	158,3	122,2
Q	0,5	NS	0,9	LS	17,0	33,0		183,3
R	1345,0	MS	0,5	NS	49,0	28,0	233,3	311,1
S	0,3	NS	0,7	LS	9,0	11,0	225,0	110,0
T	1191,0	MS	1,0	LS	9,0	10,0	180,0	200,0
U	0,6	NS	0,8	LS	19,0	37,0	172,7	194,7
V	2402,0	AS	1584,0	MS	16,0	17,0	145,5	188,9

SUB	Idup1992	Clasificación 1992	Idup2008	Clasificación 2008	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 1992	Numero de cicatrices localizadas a menos de 50m 2008	1992 (%)*	2008 (%)*
W		NS	0,0	NS		38,0		3800,0
X	1053,0	MS	1018,0	MS	26,0		130,0	
Y	2398,0	AS	1636,0	MS	23,0	18,0	88,5	81,8
Z		NS	0,9	LS	1,0	7,0		140,0
Total	40,2		48,9		792,0	1028,0	4939,0	9510,0
Min	0,1		0,0		1,0	2,0	33,3	48,3
Max	3,9		3,6		71,0	67,0	1050,0	3800,0
DV	0,8		0,8		16,6	16,4	180,9	582,4
Mediana	1,1		1,0		21,5	22,5	149,4	138,8
CV	79,0		77,9		77,3	72,7	121,1	419,7
Media	0,9		1,0		17,0	20,5	140,3	140,2

\*Los valores superan el cien por ciento debido a que una misma cicatriz puede estar localizada a menos de 50 metros de varios canales secundarios o primarios

## ANEXOS CAPÍTULO 8.

### Anexo 8.1. Estaciones Climáticas con registros de precipitación diaria en la cuenca alta del río Guárico y áreas vecinas.

ESTACIÓN	SERIAL	ESTE (m)	NORTE(m)	ALTITUD (m)	SERIES DE AÑOS	NUMERO DE REGISTROS (AÑOS)	DATOS ENGLOBALADOS/MES	DATOS FALTANTES/MES
SAN FRANCISCO PAO	414	666 548,63	1 124 191,32	887	(66- 94) (97-2003)	29	65	37
LOS MANIRES	415	673 681,76	1 175 587,62	443	(67-79)(81)(83-99)(01)	(13)(1)(17)(1)	82	7
SANTA CRUZ EDAFOLOGICA	417	629 130,83	1 137 194,09	444	(66-99)	32	0	10
LA PEREÑA	460	613 453,90	1 139 972,80	444	(60-68)(70-92)(94)(96-03)	(9)(23)(1)(8)	65	18
GONZALITO	468	623 906,28	1 147 209,99	450	(60-85)(87-88)(91-94)(96)(98-99)	(26)(2)(4)(1)(2)	70	40
TOCORON CASERIO	472	611 844,32	1 125 308,46	440	(51-66)(68-2003)	(15)(35)	41	32
YUMA CASERIO	480	591 285,17	1 125 590,92	460	(61-66)(68)(70-85)(87-89)(92-94)	(6)(1)(16)(3)(3)	26	23
GUACAMAYA	487	596 842,45	1 114 940,30	650	(51- 83)	32	7	9
EL CARUTO BELEN	495	591 145,68	1 178 610,66	700	(39-57)(61-83)	(18) (22)	23	10
LAS CENIZAS	497	615 286,92	1 111 513,32	707	(60-2003)	43	83	19
MACAGUITA	570	655 952,52	1 130 356,25	480	(63-64)(67-69)(71-83)(87-88)(90-94)(96-98)	(2)(30)(13)(2)(5)(2)	85	20
CUATOVAR	582	670 410,52	1 133 426,89	230	(51-86)	45	0	5
ONZA HACIENDA VILLEGAS	588	666 996,14	1 118 919,39	570	(59-74)(76-96)(98-99)	(5) (20)(1)	72	9
COLONIA TOVAR	1433	666 883,91	1 142 678,51	714	(51-57)(59-74)	(6)(15)	0	0
EL CONSEJO	1465	668 637,36	1 150 572,94	553	(53-88)(92)(94)	(35)(1)(1)	53	11
EMBALSE ZUATA	1475	648 788,10	1 145 293,60	512	(45-87)	43	16	15
SAN MATEO	1477	641 650,27	1 146 885,34	494	(53-83)	30	21	22
CASUPITO	1483	638 732,95	1 132 520,01	450	(44-94)	50	44	44
TIARA	1487	691 699,01	1 129 985,67	660	52- 2003	51	83	8
HACIENDA LA EMILIA	1488	700 862,22	1 124 419,93	909	(59-74)(76-96)(98-99)	(15)(16)(1)	65	17
HACIENDA EL PALMAR	1490	638 174,41	1 145 539,94	445	(60-77)	17	6	4
EL SAMAN HACIENDA MONTERO	1492	634 791,10	1 110 983,94	515	40-83	43	35	10

ESTACIÓN	SERIAL	ESTE (m)	NORTE(m)	ALTITUD (m)	SERIES DE AÑOS	NUMERO DE REGISTROS (AÑOS)	DATOS ENGLOBALADOS/MES	DATOS FALTANTES/MES
SAN MATEO HACIENDA EL PALMAR	1496	642 124,98	1 146 460,56	498	(15-46)	31	0	0
HACIENDA EL ANCON	1497	633 776,66	1 119 939,84	611	(51-83)	32	25	6
SAN JUAN LOS MORROS	2417	652 601,23	1 165 876,92	434	(51-85)	35	0	9
VEGA GRANDE	2418	712 676,08	1 117 454,75	258	(68-82)(84-87)	(15)(4)	33	14
PASO PELAO	2424	623 898,66	1 139 837,37	367	(62-81)	20	24	7
HATO PARADERO	2427	612 616,40	1 137 614,95	318	(62-79)(81-82)(84)(88-91)(94-98)	(18)(2)(1)(4)(5)	119	9
LA SOCORRITA	2429	627 694,21	1 155 620,58	1357	(65-73)(75-93)(97-98)	(8)(18)(1)	56	31
PARAPARA	2430	665 479,06	1 125 091,13	230	(62-79)(81)(84)(86-91)(93)(96-97)(01-02)	(18)(1)(1)(6)(1)(2)(3)	143	19
RIO VERDE	2431	596 638,28	1 096 339,30	171	(67-78)(80-01)	(31)(1)	42	20
FALTRIQUERA	2483	694 341,23	1 138 398,90	319	(67-80)(82)(84-91)(93-94)(96-98)	(14)(1)(8)(2)(3)	120	3
CARTANAL	2501	618 558,41	1 159 581,49	1210	(66-91)(93)(95-99)	(26)(1)(4)	89	13
VALLE MORIN	2511	659 443,66	1 165 447,23	525	(61-03)	42	79	9
EMBALSE DE CAMATAGUA	2520	653 244,38	1 146 507,68	330	(71-02)	31	8	14
CAMATAGUA	2521	662 903,37	1 140 901,75	244	(43-45)(47-48)(50-83)	(2)(1)(33)	24	11
CARMEN DE CURA	2522	674 029,62	1 140 050,42	244	(51-54)(56-64)(66-83)	(4)(9)(18)	17	3
EL CARRIZAL	2562	660 733,69	1 065 945,59	185	(53-87)	32	0	10
LA VERANIEGA	5037	689 150,53	1 132 242,36	170	(70-98)	28	2	5
HACIENDA TAZON CUA	5055	660 417,92	1 137 323,01	230	(57-74)(77-83)	(18)(7)	0	9
LA CANDELARIA	9301	674 085,79	1 128 682,50	558	(72-83)	11	0	11
EL CORTIJO	9350	641 805,38	1 120 875,56	490	(72-79)(81-89)(91-93)(98-03)	(8)(9)(3)(6)	29	58

## Anexo 8.2. Estaciones climatológicas seleccionadas en función de la longitud de registros y calidad de datos.

ESTACIÓN	SERIAL	ALTITUD (m)	NUMERO DE REGISTROS (AÑOS)	PROMEDIO (mm/ anual)	MEDIANA (mm/anual)	P75 (mm/anual)
SAN FRANCISCO PAO	414	887	24	1076,3	1094,1	1526,96
LOS MANIRES	415	443	13	1149,3	1147,4	1721,96
SANTA CRUZ EDAFOLOGICA	417	444	26	988,9	964,8	1378,87
LA PEREÑA	460	444	24	855,2	868,8	1206,94
GONZALITO	468	450	19	871,4	909	1180,08
TOCORON CASERIO	472	440	26	826	829	1169,68
YUMA CASERIO	480	460	23	1122,2	1091,5	1501,5
GUACAMAYA	487	650	16	1142,5	1069,1	1557,73
EL CARUTO BELEN	495	700	10	1223	1156,5	1649,7
LAS CENIZAS	497	707	28	914	875,4	1309,43
MACAGUITA	570	480	12	1108	1127,9	1611,03
CUATOVAR	582	230	37	1029,1	989,9	1462,28
CANA AMARGA	585	687	16	1484	1466,2	1975,46
ONZA HACIENDA VILLEGAS	588	570	19	1330,9	1321,8	1819,35
COLONIA TOVAR	1433	714	18	1155,3	1148,8	1673,75
EL CONSEJO	1465	553	27	953,6	892,8	1297,29
EMBALSE ZUATA	1475	512	19	935,1	935,3	1176,61
SAN MATEO	1477	494	23	798,8	853	1155,48
CASUPITO	1483	450	20	990,5	961,2	1241,07
TIARA	1487	660	26	1381,7	1419	1965,38
HACIENDA LA EMILIA	1488	909	25	1599,2	1646,2	2138,07
HACIENDA EL PALMAR	1490	445	11	917,4	981,3	1277,79
EL SAMAN HACIENDA	1492	515	20	860,8	879,3	1138,04
MONTEPE SAN MATEO HACIENDA EL	1496	498	31	1057,2	1066	1155,48
PAI MAP HACIENDA EL ANCON	1497	611	15	771,5	784	1115,51
SAN JUAN LOS MORROS	2417	434	28	1191	1126,8	1629,98
PASO PELAO	2424	367	14	1207,1	1166,1	1612,98
HATO PARADERO	2427	318	15	1044,6	1017,8	1394,36
LA SOCORRITA	2429	1357	15	1638,5	1621,2	2344,88
PARAPARA	2430	230	10	991,9	962,9	1341,82
RIO VERDE	2431	171	32	1178,9	1126,5	1556,43
FALTRIQUERA	2483	319	15	842,5	839,8	1282,78
CARTANAL	2501	1210	19	909,4	889,2	1232,29
VALLE MORIN	2511	525	24	1169	1186,8	1742,11
EMBALSE DE CAMATAGUA	2520	330	26	1070,7	1046,3	1565,74
CAMATAGUA	2521	244	13	1028,4	1020,9	1339,98
CARMEN DE CURA	2522	244	22	1085,2	1014,2	1406,71
LA VERANIEGA	5037	170	28	1072,7	1059,5	1546,57
HACIENDA TAZON CUA	5055	230	23	1030,8	1029,6	1464,99

ESTACIÓN	SERIAL	ALTITUD (m)	NUMERO DE REGISTROS (AÑOS)	PROMEDIO (mm/ anual)	MEDIANA (mm/anual)	P75 (mm/anual)
LA CANDELARIA	9301	558	9	1147,8	1089,9	1594,78
EL CORTIJO	9350	490	21	977	990,3	1276,06

### Anexo 8.3. Precipitación máxima mensual y anual.

Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Max
1958	0	0	0	5	244			203	126	56	62	6	244
1959	6	0	0	12	164	132	206	201	180	217	98	28	217
1960	4	0	0	116	207	325	208	288	130	83	155	56	325
1961	5	4	0	6	31	100	111	212	174	164	38	27	212
1962	6	9	30	12	127	233	287	177	152	17	202	15	287
1963	28	2	44	84	320	287	209	179	250	176	49	43	320
1964	9	0	2	18	93	170	284	287	138	186	76	10	287
1965	12	20	0	0	135	355	387	636	185	99		12	636
1966	33	9	1	6	134	275	343	165	224	197		137	343
1967	32	2	2	29	56	165	137	150	112	203	37	49	203
1968	2	4	1	59	230	314	224	247	158	158	45	17	314
1969	43	36	36	95	33	400	247	291	84	224	97	61	400
1970	20	1	13	7	139	229	317	317	261	133	57	129	317
1971	8	9	3	33	154	124	174	236	195	159	74	9	236
1972	93	3	20	25	199	107	188	81	224	163	36	37	224
1973	17	2	2	92	31	95	78	190	238	185	154	6	238
1974	42	1	0	0	187	52	167	205	140	171	75	19	205
1975	7	6	4	4	25	241	53	194	264	187	94	30	264
1976	5	16	7	12	120	143	443	149	203	228	80	61	443
1977	1	5	17	0	151	254	137	235	217	188	148	6	254
1978	1	0	1	144	219	185	246	180	255	67	81	36	255
1979	0	1	60	44	165	349	247	180	179	255	61	52	349
1980	14	1	0	43	305	222	233	518	107	131	105	18	518
1981	3	54	28	262	254	247	349	152	252	201	37	79	349
1982	20	16	7	85	475	259	196	288	181	147	98	17	475
1983	14	3	1	128	211	336	297	252	152	127	27	31	336
1984	19	24	0	38	69	61	262	204		215	115	37	262
1985	3	19	6	176	216	198	283	206	87	132	52	122	283
1986	33	1	1	104	272	203	265	223	273	244	49	22	273
1987	4	0	10	8	152	207	251	239	186	189	113	26	251
1988	13	8	1	6	18	346	171	289	231	216	134	47	346
1989	25	9	6	0	76	111	181	148	289	115	6	43	289
1990	42	11	7	3	99	311		239	194	79	171	38	311
1991	39	9	58	27	28	152	90	187	405	113	76	110	405
1992	12	8	0	13	141	256	303	294	118	128	479	32	479
1993	15	1	1	167	314	265	223		403		66	21	403
1994	1	5	8	0			115		186	177	69	50	186
1995	0	20	108	38	68	332	233	262	312	117	109	16	332
1996	0	1	1	0	159	215	298	314	136	191	18	184	314
1997	14	8	31	12	34	343	288	207	174	120	59	9	343
1999	1	1	7	111	8	83	0		65	142	103	27	142
2000	5	4	27	1	58	137	104	115	118	97	132	31	137



### Anexo 8.4. Precipitación máxima diaria y mensual.

Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Max
1958	0	0	0	2	43	0	35	36	36	14	28	4	43
1959	3	0	0	12	66	22	26	63	33	33	58	11	66
1960	2	0	0	39	48	45	38	33	24	19	73	36	73
1961	3	2	0	6	31	16	32	26	41	39	8	12	41
1962	2	3	15	12	20	30	31	51	66	44	13	4	66
1963	21	2	31	47	64	73	44	31	36	25	33	18	73
1964	5	0	1	10	57	20	47	65	23	52	27	6	65
1965	9	12	0	0	53	56	61	70	53	22	48	3	70
1966	21	4	0	5	49	52	61	50	52	40	72	10	72
1967	6	1	1	19	32	27	34	25	29	34	10	22	34
1968	2	2	0	31	31	44	40	39	44	28	14	8	44
1969	32	13	21	22	15	202	31	79	16	59	35	18	202
1970	6	1	6	6	37	31	65	38	40	27	31	27	65
1971	3	8	1	19	53	23	30	62	53	62	30	5	62
1972	19	2	11	17	59	33	29	11	37	57	14	9	59
1973	16	1	1	52	22	28	20	28	67	67	33	2	67
1974	16	1	0	0	64	20	34	33	26	77	17	10	77
1975	4	4	2	3	9	72	9	57	36	80	51	12	80
1976	2	5	1	6	36	31	56	40	56	64	25	28	64
1977	0	4	4	0	38	36	30	45	58	63	35	3	63
1978	1	0	0	58	54	43	33	45	88	33	23	17	88
1979	0	1	55	17	44	43	72	27	34	48	28	15	72
1980	4	0	0	13	74	37	30	76	20	24	30	8	76
1981	3	24	22	91	39	40	73	24	65	67	16	27	91
1982	6	8	5	29	63	22	31	57	50	22	44	4	63
1983	4	2	1	54	32	49	59	34	45	28	8	10	59
1984	10	22	1	13	25	27	33	49	49	49	22	11	49
1985	1	15	2	86	59	46	55	36	18	37	15	36	86
1986	19	1	1	40	49	59	46	48	54	50	15	9	59
1987	1	0	8	4	28	50	45	34	47	48	21	12	50
1988	4	2	1	2	9	79	50	57	42	45	55	61	79
1989	13	3	4	0	22	106	47	26	45	37	6	29	106
1990	10	8	3	4	16	68	45	58	42	35	32	9	68
1991	10	3	29	17	7	36	18	42	138	30	47	6	138
1992	4	4	0	7	37	70	57	46	34	33	188	16	188
1993	4	1	1	39	56	33	53	44	35	8	15	13	56
1994	1	2	6	0	11	11	53	32	41	65	43	18	65
1995	0	19	46	26	35	58	32	63	161	42	26	5	161
1996	0	1	1	0	91	86	76	77	27	46	36	39	91
1997	11	24	5	8	20	76	33	35	42	36	55	4	76
1999	2	3	14	1	26	30	25	25	25	14	44	19	44

### Anexo 8.5. Número máximo de días húmedos por mes y por año.

Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Max
1958	0	0	0	4	24	0	20	20	16	15	11	3	24
1959	2	0	0	1	12	23	20	19	17	19	13	8	23
1960	4	0	0	7	17	27	22	29	20	14	14	8	29
1961	5	3	1	3	1	22	17	24	18	21	18	9	24
1962	5	9	5	1	19	25	26	22	16	16	10	7	26
1963	10	2	7	11	26	23	23	20	20	18	12	12	26
1964	5	0	4	6	8	24	24	24	22	15	11	6	24
1965	8	7	0	0	12	27	22	27	19	12	14	8	27
1966	8	5	2	2	14	24	29	23	23	15	13	14	29
1967	16	5	3	6	8	19	23	21	11	19	12	9	23
1968	2	3	3	6	19	27	24	23	21	15	10	6	27
1969	5	8	5	10	17	29	23	27	21	18	13	11	29
1970	11	2	7	4	14	25	26	26	23	17	5	14	26
1971	7	4	4	7	15	20	24	18	19	21	14	5	24
1972	18	4	3	6	20	16	26	23	21	14	10	11	26
1973	3	2	3	5	4	14	12	24	23	13	20	5	24
1974	9	3	1	0	11	9	19	20	22	21	17	8	22
1975	5	3	2	3	8	16	14	20	20	19	11	8	20
1976	6	8	10	5	16	23	26	16	19	15	11	13	26
1977	2	2	6	1	15	25	21	26	25	16	17	6	26
1978	2	0	2	10	19	21	23	17	19	17	15	15	23
1979	1	2	3	9	17	28	23	19	19	18	9	13	28
1980	10	3	0	8	22	20	25	25	22	17	17	5	25
1981	1	10	3	19	23	26	23	23	24	22	10	13	26
1982	11	10	5	13	22	28	26	25	16	21	11	15	28
1983	9	2	1	13	29	28	28	28	18	21	7	11	29
1984	4	4	2	8	5	20	20	22	13	20	16	11	22
1985	4	8	6	9	17	20	24	24	16	12	9	15	24
1986	9	1	1	6	18	18	21	20	22	21	10	9	22
1987	4	0	3	3	17	21	25	24	18	19	16	14	25
1988	12	7	2	4	6	28	19	24	21	15	20	14	28
1989	10	5	2	0	9	9	15	16	20	15	3	6	20
1990	14	6	5	7	15	21	13	21	19	15	13	13	21
1991	10	8	5	4	7	15	21	26	21	17	11	8	26
1992	8	7	1	5	18	16	25	27	21	13	17	12	27
1993	9	1	1	14	22	24	20	25	14	8	14	8	25
1994	1	4	2	0	5	17	12	13	20	16	12	11	20
1995	0	2	5	6	6	23	26	20	18	15	7	8	26
1996	0	2	1	1	14	10	25	20	15	11	18	10	25
1997	4	5	4	3	12	20	25	20	14	16	7	5	25
1999	2	3	2	6	2	11	0	6	18	18	11	10	18
2000	6	3	5	2	7	14	19	14	17	13	11	4	19

### Anexo 8.6. Máxima secuencia de días húmedos mes y año.

Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Max
1958	0	0	0	4	9			6	4	6	3	1	9
1959	2	1	0	1	4	7	15	7	11	9	11	3	15
1960	2	0	0	5	5	12	7	20	13	4	6	3	20
1961	3	1	2	1	1	9	10	20	4	10	15	4	20
1962	4	2	4	1	6	14	11	14	5	4	6	3	14
1963	3	1	4	4	16	26	14	9	17	5	5	6	26
1964	3	0	3	4	8	8	10	13	14	5	3	4	14
1965	3	5	0	0	10	20	8	14	10	4	8	2	20
1966	4	2	2	1	8	14	21	16	7	9	6	5	21
1967	7	3	2	2	3	8	11	10	3	5	2	5	11
1968	2	1	2	5	11	21	7	7	6	8	6	3	21
1969	4	3	5	4	0	1	9	12	8	6	9	6	12
1970	3	2	3	4	6	6	17	11	10	5	3	5	17
1971	5	2	2	4	4	6	8	8	9	10	8	2	10
1972	16	6	1	4	11	4	15	14	8	3	5	7	16
1973	2	1	2	4	1	5	4	9	8	5	8	4	9
1974	10	2	1	0	5	3	9	7	6	8	5	2	10
1975	2	2	2	2	5	10	16	8	7	6	6	3	16
1976	6	3	7	3	10	10	16	10	7	7	4	5	16
1977	2	2	5	1	5	18	11	10	10	7	6	2	18
1978	1	0	2	4	8	6	9	6	6	7	3	10	10
1979	1	2	3	3	7	17	6	11	6	6	5	8	17
1980	5	1	0	5	6	10	12	11	9	10	15	4	15
1981	1	10	1	6	18	10	7	8	11	11	4	5	18
1982	5	6	2	4	8		9	9	14	6	8	6	14
1983	6	1	1	4	24	14	43	15	16	10	4	4	43
1984	3	2	0	2	1	6	6	8		9	13	8	13
1985	2	3	2	5	10	6	8	10	6	1	3	7	10
1986	6	1	1	2	9	9	13	9	7	7	5	5	13
1987	2	0	3	2	5	9	20	15	6	7	4	5	20
1988	7	3	2	1	2	23	8	9	13	8	5	3	23
1989	4	4	2	0	4	3	9	5	6	4	4	2	9
1990	6	2	6	4	4	9		6	8	4	6	7	9
1991	3	6	4	2	2	5	9	10	6	8	5	5	10
1992	3	5	1	3	5	7	9	17	12	5	5	7	17
1993	10	1	1	4	14	19	8	10	11	3	5	6	19
1994	1	4	2	0			5		6	6	5	5	6
1995	0	1	5	3	6	16	12	12	6	5	2	3	16
1996	0	0	2	2	5	5	12	8	3	5	8	3	12
1997	2	3	2	2	8	9	13	7	4	8	5	2	13
1999	1	1	1	1	1	3	0		4	6	2	5	6
2000	3	2	3	2	3	5	6	5	6	8	3	3	8

## ANEXOS CAPÍTULO 9.

### Anexo 9.1. Perfil modal utilizado en el modelo SOMORE.

Formación	Susceptibilidad	Horizonte	Profundidad (mm)	INF (mm h-1)	Ks	Da (Mg m3)	CC	PMP (mm)	SAT
FCH	Ligeramente susceptible	A	0-130	203,9	204	1,3	42,5	23,0	66,4
		B	130-260	285,4	285	1,3	40,3	25,2	63,7
	Altamente susceptible	A	0-110	523,0	523	1,3	25,4	20,6	70,9
FCA	Ligeramente susceptible	A	0-130	124,2	124	1,4	36,5	23,8	64,2
		B	130-250	21,9	22	1,5	39,4	26,5	52,1
	Altamente susceptible	A	0-120	145,4	145	1,4	37,7	21,7	57,2