



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

**FOTOGRAMETRIA DIGITAL Y MODELADO DEL TERRENO POR EROSIÓN
HÍDRICA EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO VERDE, OAXACA**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
GONZALO FERNÁNDEZ DE CASTRO MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. JOSE LUIS PALACIO PRIETO - INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
DR. ARTURO GARCÍA ROMERO - INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

CIUDAD DE MÉXICO, SEPTIEMBRE DE 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Programa de Posgrado en Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México por darme la oportunidad de continuar mi formación académica en el doctorado en Geografía. Al Instituto de Geografía por otorgarme un lugar en sus instalaciones y el uso de su infraestructura durante el periodo de esta investigación y algo más y, de igual forma, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT), por financiar la beca que durante 4 años la ha sostenido económicamente.

El desarrollo de esta tesis doctoral ha estado siempre de la mano del gran proyecto de desarrollo del Geoparque Mundial UNESCO Mixteca Alta, el cual hoy es una realidad gracias al entusiasmo de un gran equipo de trabajo conformado por académicos y estudiantes del Instituto de Geografía y el Centro de Investigaciones y Estudios superiores en Antropología Social, liderados por el Dr. José Luis Palacio Prieto. Esta tesis no tiene sentido sin vincularla a este gran proyecto, que me ha permitido conocer este territorio de una forma que no hubiera sido posible de otra manera, aprendiendo del conocimiento científico de los compañeros de la academia y del conocimiento ancestral de las de las comunidades que lo conforman. A todos ellos, gracias por compartir sus conocimientos y su amistad. Una especial mención entre todos ellos quiero hacer a quien me involucró en este trabajo y proyecto, el Dr. Mario Arturo Ortiz, siendo él mi director de tesis inicial, guiándome “de frente y con valor” al reconocimiento geomorfológico de la erosión en este territorio, conformando así la base de estudio de este trabajo. Esta tesis guarda tu sello indeleble Mario.

Sin duda, esta investigación no hubiera sido posible sin la invaluable guía académica y humana de mi comité tutorial: El Dr. Lorenzo Vázquez Selem como director, me ha transmitido valiosísimos conocimientos sobre la erosión y los suelos, sabiendo obtener siempre lo mejor de mis “alocadas” ideas sobre el modelado de terreno por la erosión, siempre con un delicioso y amistoso café. El Dr. José Luis Palacio, quien considero un padre académico, ha conformado para mí un desarrollo personal y profesional que ha marcado y marcará mi futuro académico para siempre. Y el Dr. Arturo García Romero, de quien destaco y valoro mucho su capacidad crítica, ordenando cada semestre los avances para que “la carreta no se saliera del camino”. Con un comité asesor así, el éxito de este trabajo sólo era cuestión de tiempo, gracias por vuestra inestimable guía y profesionalidad.

A los miembros del sínodo, Dr. Gerardo Bocco, Dr. Aleksander Borejsza, Dr. Miguel Castillo y Dr. Luis Miguel Morales, quienes han ajustado todas las piezas finales para dar una mejor coherencia a los capítulos que conforman esta investigación, enriqueciendo siempre su alcance y valor con su experiencia.

A Armando Peralta Higuera, quien me formó en la fotogrametría digital y me adoptó en su grupo de trabajo con gran confianza desde el primer día que le platicué lo que me gustaría hacer. Sin tus ideas y conocimientos sobre el potencial que la fotogrametría podía ofrecer en este campo, esta tesis no hubiera sido posible.

Agradecer también a todos que de alguna forma han apoyado en algún proceso de análisis en este trabajo. A Xóchitl, Norma, Giuliana, Marco, Silke, Oralia y Cornelio por el trabajo en los análisis de suelos en campo y a Pilar por el apoyo en el laboratorio de suelos del Instituto de Geografía.

A todos, muchas gracias por su tiempo y su amistad

“Vive tus sueños en vez de soñar tu vida. . . ”

Anónimo

ÍNDICE

RESUMEN	viii
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Planteamiento del problema	2
1.2 Objetivos	4
1.3 Área de estudio	5
1.4 Antecedentes	8
Capítulo 2. Marco teórico y conceptual	11
2.1 Geopedología: paisajes geomorfológicos y relieve-modelado	11
2.2 Geomorfología climática y procesos hídricos superficiales	14
2.2.1 Procesos superficiales	15
Meteorización	15
Denudación hídrica	16
Erosión por salpicadura de gotas de lluvia (rainsplash)	16
Erosión en regueros (rills) e interregueros (interrills)	17
Tunelamiento	17
Remoción en masa	18
Erosión en cárcavas	19
2.2.2 Patrones de drenaje	19
2.3 Balance hídrico y su relación con la dinámica de la erosión	23
2.4 Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE)	26
2.5 Geomorfometría de la erosión con fotogrametría digital y <i>Structure for Motion (SfM)</i>	26

Capítulo 3. Metodología	29
3.1 Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPG) y unidades de modelado erosivo (UME)	29
3.2 Fotogrametría digital y geomorfometría	30
3.2.1 Levantamiento fotogramétrico de MDE con resolución de 4 mtrs/píxel	30
3.2.2 Levantamiento fotogramétrico de MDE de alta resolución (10 cm/píxel) con drones	32
3.2.3 Análisis morfogramétrico por UPG y por litología	34
3.2.4 Parámetros morfométricos y su análisis estadístico	37
3.2.5 Cálculo de erosión por comparación de Modelos Digitales de elevación de diferentes fechas (DEM of Difference)	38
3.3 Cálculo del Balance hídrico de Thornthwaite-Matter	41
3.4 Energía potencial de la erosión con álgebra de mapas	42
3.5 Dureza y densidad aparente de las rocas	44
3.6 Catena de suelos y USLE	45
Capítulo 4. Geomorfometría de la cuenca alta del río verde a través de fotogrametría digital y estadística	47
4.1 Contexto Litológico-Geomorfológico	47
4.2 Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPG)	55
4.3 Caracterización geomorfométrica por unidad de paisaje geomorfológico	58
4.3.1 Análisis estadístico por microcuenca litológica	61
Capítulo 5. Erosión hídrica potencial en las Unidades de Paisaje Geomorfológico de la cuenca alta del río verde	69
5.1 Aspectos bioclimáticos en la energía potencial de la erosión hídrica	69
5.1.1 Clima en la cuenca alta del río verde	69

5.1.2	Vegetación en la cuenca alta del río verde: tipos y cobertura (SAVI)	71
5.1.3	Balance hídrico en la cuenca alta del río verde	76
5.2	Energía potencial de la erosión hídrica en las Unidades de Paisaje Geomorfológico	83
Capítulo 6. Unidades de Modelado erosivo (UME) en la cuenca alta del río verde		91
6.1	Cimas y laderas en Andesita Yucudaac con erosión en surcos (UME 1), laminar (UME 2) y sin erosión (UME 3)	93
6.2	Cerros intrusivos hipabisales con erosión laminar fuerte (UME 4) laminar medio (UME 5) y laminar bajo (UME 6)	95
6.3	Montañas en formación San Isidro con erosión laminar media (UME 7), laminar bajo (UME 8) y sin erosión (UME 9). Cárcavas sobre terra rossa en dolina (UME 9*)	96
6.4	Lomeríos redondeados en formación Ixtaltepec con erosión laminar media (UME 10) y laminar bajo (UME 11)	97
6.5	Lomeríos redondeados en Formación Sosola con erosión laminar fuerte (UME 12) laminar medio (UME 13) y laminar bajo (UME 14)	98
6.6	Laderas de montaña en conglomerado Tecomatlán con erosión laminar medio (UME 15) laminar bajo (UME 16) y sin erosión (UME 17)	99
6.7	Laderas de montaña en Toba Llano de Lobos con erosión laminar fuerte (UME 18) laminar medio (UME 19) y laminar bajo (UME 20)	100
6.8	Lomerío redondeado en Depósitos Teotongo con erosión laminar medio (UME 21)	101
6.9	Laderas en Formación Yanhuitlán con erosión en cárcavas (UME 22) laminar medio (UME 23) y laminar bajo (UME 24)	102
Capítulo 7. Modelado de la erosión hídrica sobre limo-arcillas, tobas y andesitas con fotogrametría digital de alta resolución y la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE)		104
7.1	Geomorfometría de la erosión y pérdida de volumen y masa en arcillas, tobas y andesitas a través de fotogrametría digital de alta resolución con drones	104
7.1.1	Geomorfometría de la erosión de alta resolución por litología	106
7.1.2	Tasas de erosión en volumen por litología	109
7.2	Catena de suelos y erosión con USLE	112

Capítulo 8. Fotogrametría digital y modelado de la erosión hídrica en la cuenca alta del río Verde	119
8.1 Unidades de Paisaje Geomorfológico como base para estudios de erosión hídrica y modelado del paisaje	120
8.2 Geomorfometría de la erosión a diferentes resoluciones con fotogrametría digital	122
8.2.1 Resultados geomorfométricos con MDE fotogramétrico de 4 mtrs/píxel	123
8.2.2 Resultados geomorfométricos con MDE fotogramétrico de 10 cm/píxel	124
8.3 Tasas de erosión en zonas carentes de suelo con fotogrametría digital de alta resolución y sobre suelos con la Ecuación Universal de Pérdida de suelos (USLE)	124
8.4 Conclusiones	128
 BIBLIOGRAFÍA	 130

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

Anexo 2: Script R “Diferencia entre litología por microcuenca”

Anexo 3: Perfiles edafoecológicos

RESUMEN

La fotogrametría digital es una herramienta de análisis geomorfológico de alta resolución aplicable al estudio de la erosión. En este trabajo se realizó una cartografía geomorfológica con enfoque en la dinámica erosiva del terreno, analizando los patrones morfométricos de las unidades de paisaje geomorfológico (UPGs) según el tipo de modelado y la intensidad de la erosión hídrica a través de modelos digitales de elevación de alta resolución a 2 escalas (4 metros/píxel y 10 cm/píxel). Resultado de este análisis se generaron las Unidades de Modelado Erosivo (UMEs), las cuales incluyen los factores que diferencian la intensidad de la erosión: la geología, el relieve y las condiciones bioclimáticas.

Este primer análisis por unidades geomorfológicas muestra las diferencias en los patrones de la erosión según las características endógenas (geomorfológicas) y exógenas (bioclimáticas) de cada unidad. La cobertura de la vegetación se muestra como un factor lineal, a mayor cobertura de vegetación menor intensidad de la erosión, no obstante es la litología la que se muestra como una variable diferenciadora en cuanto al tipo de erosión. Algunos tipos litológicos cambian su patrón de drenaje según la intensidad erosiva y la cobertura de vegetación, en este trabajo se extrajeron los siguientes tipos de modelado erosivo:

- Las rocas ígneas (Andesita Yucudaac) presentan erosión laminar con vegetación, que se transforma a surcos en zonas carentes de vegetación.
- Las rocas sedimentarias de origen volcánico (toba Llano de Lobos y depósitos Teotongo) presentan erosión laminar con poca densidad de drenaje con y sin vegetación.
- Las rocas sedimentarias de origen lacustre (Formación Yanhuitlán) presentan erosión laminar en zonas con vegetación que se transforma a erosión en cárcavas en zonas carentes de vegetación.
- Las rocas sedimentarias de origen marino (Formación Sosola, Formación San Isidro y Conglomerado Tecomatlán) presentan erosión laminar, con la peculiaridad de alta densidad de drenaje por erosión kárstica en la Formación San Isidro (lapiaces)
- Los cuerpos ígneos intrusivos hipabisales y la formación Ixtaltepec presentan erosión laminar con patrones circulares por cuestiones geomorfológicas (en torno a cerros aislados).

El desarrollo de los órdenes de drenaje tiene relación con el tipo de erosión que se produce en cada litología. Las de origen sedimentario son las que presentan órdenes de drenaje más altos, siendo la Formación Yanhuitlán (YAN) la que tiene el mayor orden de drenaje (7) por la poca consolidación de las capas arcillo-limosas, seguida de la toba Llano de Lobos con orden de grado 6. Las litologías ígneas como la andesita (AND) y los intrusivos (HYP-IXT) generan órdenes máximos de 5. Por último, los que menos órdenes generan son el conglomerado de la formación Sosola (FS), influenciados por la disposición geomorfológica, y los depósitos Teotongo (TEO), por su escasa área representativa.

La fotogrametría digital ha sido la herramienta clave para el desarrollo de estos resultados por la alta resolución de los modelos digitales de elevación (MDE) de alta resolución, los cuales han permitido extraer líneas de erosión que no se obtienen a otras escalas. Esto ha posibilitado el análisis de las diferencias en el modelado del terreno por la erosión hídrica según el tipo de litología. De la comparación entre la Formación Yanhuitlán, la Toba Llano De Lobos y la Andesita Yucudaac en similares condiciones topográficas y ambientales (con ausencia de vegetación) se extrae lo siguiente:

- La erosión en cárcavas se produce en las capas arcillo-limosas de la Formación Yanhuitlán, la litología más deleznable (erosionable) con escasa consolidación. Presenta los mayores índices de densidad de disección y disección vertical y casi triplica la tasa de erosión anual de las demás (entre 701 y 898 tn/ha/año).
- La Toba Llano de Lobos presenta la mayor superficie de cuencas de captación a la vez que pequeña incisión de los cauces. Su tasa de erosión se encuentra entre 143 y 183 tn/ha/año
- La Andesita Yucudaac presenta erosión en surcos, al ser la roca más dura tiene la menor disección vertical y menor longitud de los cauces debido a su tipo alto grado de intemperismo. No obstante, los valores de densidad de disección no difieren demasiado de las otras litologías ya que finalmente, el detalle que proporcionan los modelos incluye las mínimas líneas de cauces que puedan surgir de la propia alteración de la roca (muy elevada). Como también se esperaba, su tasa de erosión es la menor (128 y 164 tn/ha/año).

El mayor potencial de esta técnica fotogramétrica es que permite cuantificar tasas de erosión real mediante análisis morfométricos, en comparación con tasas estimadas con modelos matemáticos. Las tasas proporcionadas en este trabajo se encuentran entre las más altas de la literatura

internacional, apoyando la hipótesis de Kirkby (1972), el cual ya afirmaba esta cuestión sin posibilidad de cuantificarla.

La fotogrametría digital demuestra ser una herramienta con gran potencial para el análisis geomorfológico y de erosión hídrica tanto geológica como acelerada, estableciendo una jerarquía para la modelización de este proceso con resultados que demuestran cómo la litología puede ser un factor cuantificable en estudios de erosión. El uso de drones para la generación de modelos digitales de elevación de alta resolución permite analizar el modelado superficial del terreno en cualquier momento y así calcular tasas de erosión multitemporal, analizando la dinámica geomorfológica del terreno con mayor precisión. La versatilidad y bajo costo de estos aparatos facilitan los monitoreos programados, que pueden mejorar sustancialmente los estudios de análisis de riesgo ambiental, o para un manejo de cuencas más integral y efectivo. Se propone el término de **geomorfogrametría** para esta técnica de análisis geomorfológico de alta precisión.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización. Polígono negro cuenca alta del río Verde.....	7
Figura 2. Primeros estudios fotogramétricos aplicados de erosión en México (Palacio, et al., 1991)	9
Figura 3. Niveles taxonómicos del paisaje (Zinck, 2013)	12
Figura 4. Tipología de ambiente morfogenético (Zinck, 2013)	13
Figura 5. Niveles taxonómicos de paisaje (Zinck, 2013)	13
Figura 6. Relación de bifurcación Horton-Strahler.....	21
Figura 7. Ejemplo de diagrama de balance hídrico y bioclimático. Estación climática de Nochixtlán.....	25
Figura 8. Geoposicionamiento de las fotografías y nube de puntos en Structure for Motion (SfM)	28
Figura 9. Figura 9. (A) imagen antes de recortar con línea de recorte por marcas fiduciales y (B) imagen recortada.....	30
Figura 10. Nube de puntos resultante del proceso fotogramétrico en Pix4D.....	31
Figura 11. Vuelo tipo POI realizado e imágenes tomadas desde el dron.....	32
Figura 12. Nube de puntos sin densificar y nube de puntos densificada.....	33
Figura 13. Modelo digital de superficie a 10 cm. de resolución.....	33
Figura 14. Cauces y sus cuencas de captación en MDE a 10 cm. de resolución.....	34
Figura 15. Cauces en MDE a 4 metros resolución.....	35
Figura 16. Parcelas de muestreo en MDE a 10 cm. de resolución (nivel facie). (1) Andesita (2) Toba (3) Formación Yanhuitlán.....	36
Figura 17. Puntos de control y chequeo del modelo.....	39
Figura 18. Interfaz de inclusión de datos de la plataforma Hidrobio 3.0.....	41
Figura 19. Línea de suelo. Gráfico de dispersión entre bandas R (infrarrojo) e IRC (infrarrojo cercano). Fuente: Gilabert (1997)	44
Figura 20. Catena de suelos y ejemplo de un perfil descrito y la ficha de evaluación edafocológica de suelos.....	45
Figura 21. Mapa geológico del área de estudio.....	47
Figura 22. Capas rojas de la Formación Yanhuitlán en Sto. Domingo Yanhuitlán.....	49

Figura 23. Aspecto superficial de la Formación Sosola cerca de Nochixtlán.....	49
Figura 24. Toba Llano de Lobos. Izquierda: vista desde el cerro del sol (Sto. Domingo Tonaltepec). Derecha: contacto litológico con la Formación Yanhuitlán (abajo) en Sta. María Pozoltepec.....	50
Figura 25. Andesita Yucudaac en Sta. María Pozoltepec. Nótese su fuerte intemperismo en pequeñas fisuras	51
Figura 26. Formación San Isidro en un lomerío situado en San Bartolo Soyaltepec.....	51
Figura 27. Conglomerado Tecomatlán (Tat-Ft)	52
Figura 28. Cerro con formación Ixtaltepec en el valle de Nochixtlán.....	52
Figura 29. Depósitos Teotongo en la comunidad de Cerro Verde.....	53
Figura 30. Cerros hipabisales en el valle de Nochixtlán y diques en San Pedro Añañe, en el valle de Yanhuitlán.....	53
Figura 31. Planicie con depósitos aluviales cuaternarios en el valle de Yanhuitlán.....	54
Figura 32. Corte de depósitos aluviales con paleosuelos del Pleistoceno tardío.....	54
Figura 33. Unidades de paisaje geomorfológico (UPG) de la cuenca alta del río verde.....	57
Figura 34. Dinámica de vertientes de la formación Yanhuitlán (Kirkby, 1972)	58
Figura 35. Densidad de drenaje por unidad geomorfológica. DD= Densidad de drenaje (m/km ²)	60
Figura 36. Microcuencas de drenaje por unidad geomorfológica.....	61
Figura 37. Distribución de datos de cada parámetro morfométrico por microcuenca. (AY=andesita Yucudaac; DT=Depósitos Teotongo; FI=Formación Ixtaltepec; FS=Formación Sosola; FSI=Formación San Isidro; TaT-FT=conglomerado Tecomatlán; FY=Formación Yanhuitlán; Hyp=Hipabisales; TLL=Toba Llano de Lobos). (LONGITUD=longitud total del drenaje/AREA_HA=Area(Hectareas)/DD=Densidad de disección/ RANGE= disección vertical) La imagen inferior es un “zoom” de la de arriba.....	63
Figura 38. Representación en boxplot de parámetros morfométricos por microcuenca litológica (AY=andesita Yucudaac; DT=Depósitos Teotongo; FI=Formación Ixtaltepec; FS=Formación Sosola; FSI=Formación San Isidro; TaT-FT=conglomerado Tecomatlán; FY=Formación Yanhuitlán; Hyp=Hipabisales; TLL=Toba Llano de Lobos). (LONGITUD=longitud total del drenaje/AREA_HA=área(Hectareas)/DD=Densidad de disección/ RANGE= disección vertical).....	64
Figura 39. Sección geológica donde se representa en su mitad derecha la porción Oeste del área de estudio, tomada de Santamaría (2008). En ella se aprecia en control tectónico de la falla Tecomatlán con el levantamiento del Tat, donde se concentra la mayor DD en este estudio.....	66

Figura 40. Lapiaces en Formación San Isidro. Agencia de Gavillera, municipio de San Bartolo Soyaltepec.....	66
Figura 41. Mapa de densidad de disección por microcuenca litológica (m/ha) con MDE a 4 metros de resolución.....	67
Figura 42. Diagramas ombrotérmicos de las estaciones climáticas en el área de estudio.....	70
Figura 43. Tipos climáticos en al área de estudio (según Koeppen modificado por E. García) (Fuente: CONABIO)	70
Figura 44. Mapas de climas y distribución de precipitación y temperatura con base en datos de UNIATMOS.....	71
Figura 45. Tipos de vegetación del área de estudio (elaboración propia basada en Oropeza et al., 2015)	73
Figura 46. Correlación entre bandas del Infrarrojo (IR) e Infrarrojo cercano (IRC).....	74
Figura 47. Valores del Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI) en la cuenca alta del Río Verde. Valores positivos representan mayor cobertura de vegetación.....	75
Figura 48. Ficha de balance hídrico de la estación Nochixtlán.....	77
Figura 49. Vegetación xerófila en la zona Noreste del área de estudio (Nochixtlán) sobre la formación Sosola.....	78
Figura 50. Ficha de balance hídrico Sto. Domingo Yanhuitlán.....	79
Figura 51. Pastizal inducido con bosque de táscate en la zona central del área de estudio sobre toba Llano de Lobos.....	80
Figura 52. Fichas de balance hídrico en Sta. María Tiltepec.....	81
Figura 53. Bosque de encino primario con alta IBR en el límite W de la cuenca sobre andesita Yucudaac.....	82
Figura 54. Densidad de disección en las UPGs.....	84
Figura 55. Pendiente media en las UPGs.....	85
Figura 56. SAVI media en la UPGs.....	86
Figura 57. Energía potencial de la erosión en las UPGs.....	87
Figura 58. Modelado con erosión muy alta sobre formación Yanhuitlán en el paraje de las conchas del municipio de Sto. Domingo Yanhuitlán.....	88
Figuras 59 y 60. Modelado de la erosión sobre andesitas: con erosión muy alta en zonas sin vegetación y sin erosión en zonas forestadas	89

Figura 61. Zonas con alta EPE en toba Llano de Lobos en el paraje Cruz de Tabla (Sto. Domingo Yanhuitlán)	89
Figura 62. Zona con alta EPE en Formación Sosola en el municipio de Nochixtlán.....	89
Figura 63. Zona con alta EPE en formación San Isidro en el municipio de Gavillera.....	90
Figura 64. Unidades de modelado erosivo (UME), donde se aprecian los tipos de erosión y su intensidad según el tipo de litología, formas del terrenos y coberturas de vegetación.....	92
Figuras 65. Patrones y órdenes de drenaje sobre andesita Yucudaac (2 km. al norte de Sto. Domingo Yanhuitlán)	93
Figura 66. Cima de montaña en Andesita Yucudaac con vegetación y sin vegetación en el límite NW de la cuenca de Yanhuitlán (14-09-2015). Arriba: UME1, sin Erosión. Centro: UME2, erosión laminar con relictos de vegetación. Abajo: UME 3, erosión en surcos en zonas sin vegetación.....	94
Figura 67. Erosión laminar en cerros hipabisales al norte de Nochixtlán (13-09-2015)	95
Figura 68. Patrones y órdenes de drenaje sobre cerros hipabisales (1 km. Al W de Yucuita)...	95
Figura 69. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación San Isidro en el poblado de Gavillera (13-09-2015)	96
Figura 70. Erosión laminar en Formación Ixtaltepec al N de Yucuita (13-09-2015)	97
Figura 71. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Ixtaltepec al N de Yucuita.....	97
Figura 72. Erosión laminar en Formación Sosola. 2 km al NE de Nochixtlán (13-09-2015)	98
Figura 73. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Sosola al NE de Nochixtlán.....	98
Figura 74. Erosión laminar en Formación Tecamatlán (Tat) al W de San Miguel Tecamatlán (15-09-2015)	99
Figura 75. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Tecamatlán al W de San Miguel Tecamatlán (15-09-2015)	99
Figura 76. Erosión laminar en Toba Llano de Lobos (2 km al sur de Sto. Domingo Tonaltepec) (Foto: 14-09-2015)	100
Figura 77. Patrones y órdenes de drenaje sobre Toba llano de Lobos al Sur de Sto. Domingo Tonaltepec (14-09-2015)	100
Figura 78. Erosión laminar en Depósitos Teotongo al S de río Verde (14-09-2015)	101
Figura 79. Patrones y órdenes de drenaje sobre depósitos Teotongo al S de Rio Verde (14-09-2015)	101

Figura 80. Erosión en Formación Yanhuitlán al E de Sto Domingo Yanhuitlán (11-09-2015). La vegetación retiene el suelo, limitando la erosión al tipo laminar. En las zonas donde ya no hay suelo se genera erosión en cárcavas.....	102
Figura 81. Patrones y órdenes de drenaje sobre formación Yanhuitlán al E de Sto. Domingo Yanhuitlán (11-09-2015)	103
Figura 82. Modelado de la erosión en cuesta con laderas acaravadas en la Formación Yanhuitlán en la parte frontal y erosión laminar en el reverso, controlado por el caliche. E de Sto. Domingo Yanhuitlán (14-09-2015)	103
Figura 83. Localización de parcelas y aspecto general de ladera montañosa con afloramiento de tres formaciones litológicas: (1) Andesita Yucudaac; (2) Toba Llano de Lobos; (3) Formación Yanhuitlán. El sitio se localiza en el extremo NW de la cuenca de estudio en las coordenadas: 17° 34' 48.54" N y 97° 23' 30.41" W. Foto desde dron y superficie tomadas en 16-05-2016.....	105
Figura 84. Patrones de drenaje. (1) Trellis en Andesita (2) Paralelos en la Toba (3) Dendrítico en Arcillas.....	107
Figura 85. Mapa de disección vertical por litología (1) Andesita (2) Toba (3) Arcillas.....	108
Figura 86. Diferencia de altura entre MDEs (DoD's) por píxel. (1) Andesita (2) Toba y (3) FY	110
Figura 87. Gráfica comparativa de erosión en volumen y masa por litología.....	112
Figura 88. Localización de los perfiles de suelo descritos en la cuenca de Yanhuitlán.....	113
Figura 89. Perfil topográfico con la localización de los perfiles de suelo descritos.....	113
Figura 90. Perfil longitudinal de la vertiente Este de la cuenca de Yanhuitlán.....	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Capacidad de retención (agua disponible) en el suelo en función de la relación entre la profundidad de las raíces y la textura (Cámara, 2004).....	23
Tabla 2. Diferencias en altura medida en los puntos de verificación entre los modelos MDE1 y MDE2 de donde se obtiene el error del DoD (Dem's of Difference) en metros.....	40
Tabla 3. Ejemplo de balance hídrico (estación climática de Nochixtlán).....	42
Tabla 4. Clases definidas para densidad de disección (DD), PENDIENTE y SAVI	43
Tabla 5. Densidad de drenaje en la cuenca de Nochixtlán según Kirkby (1972). (Nota: Jaltepec equivale a la Formación Sosola, el autor la denominó así).....	58
Tabla 6. Promedio de parámetros geomorfométricos por microcuencas.....	64

Tabla 7 Resultado de la prueba ANOVA de los parámetros geomorfométricos entre todas las microcuencas por UPGs.....	68
Tabla 8. Diferencias entre litologías por microcuenca (prueba de TUKEY). En amarillo se resaltan los valores que muestran las mayores diferencias con un 95 % de confianza.....	68
Tabla 9. Parámetros morfométricos por litología en parcelas de muestreo de 2500 m2 obtenidos a partir del MDE a 10 cm de resolución y su equivalencia en m/ha y en km/km2	106
Tabla 10. Porcentaje de cauces por orden de drenaje para cada litología.....	109
Tabla 11. Comparativa de erosión en volumen y masa por litología en las parcelas de muestreo. Datos calculados en el periodo de lluvias y extrapolados al año 2016.....	111
Tabla 12. Suelos descritos en la cuenca de Yanhuitlán, clasificados con base en el sistema WRB (WRB, 2014)	114
Tabla 13. Factor C para pasto permanente, terrenos baldíos y bosques pastoreados (Wischmeier, 1978)	115
Tabla 14. Valores relativos a los factores y tasas de erosión de suelos (USLE) de la cuenca de Yanhuitlán.....	117
Tabla 15. Tasas de erosión de suelos y producción de sedimentos en la cuenca de Yanhuitlán	118
Tabla 16. Ordenes de drenaje por litología y sus porcentajes de longitud total de cauces de cada litología. (Yan=formación Yanhuitlán/and=Andesita/Hyp=hipabisales/Ixt=Ixtaltepec/Teo=depósitos Teotongo).....	121
Tabla 17. Comparación de densidades de disección por litología con MDEs de diferentes resoluciones (15 m/píxel, 4 m/píxel y 10 cm/píxel).....	123
Tabla 18. Tasas de erosión calculadas bajo diferentes condiciones y con distintos métodos en la Formación Yanhuitlán.....	127
Tabla 19. Tasas de erosión basadas en la USLE simulando igual factor LS similar a la del estudio fotogramétrico realizado en una parcela de 2500 m ² . Se resaltan en amarillo los suelos que no se usan para agricultura.....	128

Capítulo 1. Introducción

Uno de los orígenes y de los efectos más importantes de la degradación ambiental en México es, sin duda, la erosión de suelos (López, 2005). Estudios de erosión en México estiman entre el 71 y el 98 % del área total del país con algún tipo de degradación, con tasas de erosión que pueden llegar a las 1,296 ton/ha/año (Maas, 1980; Semarnat, 2003). La clasificación de la FAO-PNUMA-UNESCO para la Ecuación Universal de Perdida de Suelo (USLE) califica las tasas superiores a 250 ton/ha/año como erosión extrema, establecida en más del 64% del territorio mexicano según el mapa nacional de erosión potencial de México (Montes et al., 2011), lo que revela la necesidad de establecer herramientas de análisis y gestión de esta problemática y comprender la dinámica de sus procesos.

Las cuencas hidrográficas de la Mixteca Alta confrontan serios problemas ambientales, derivados de una intervención milenaria que tiene su origen desde los primeros asentamientos humanos en la época prehispánica con evidencias de un crecimiento demográfico importante en época colonial (Pérez et al., 2011). Pablo (2014) calcula tasas de erosión USLE en la cuenca de Yanhuitlán y Nochixtlán, estableciendo los valores máximos de erosión (superiores a 250 ton/ha/año) en las zonas acaravadas sobre arcillas rojas de escasa consolidación. No obstante, los modelos de estimación como la USLE (Wischmeier, 1960) el CREAMS (Knisel, 1980) el WEPP (Nearing et al., 1989) o el OPENLISEM (Jetten, 2013), estiman la erosión sólo sobre los suelos y, actualmente, gran parte de la erosión en la cuenca alta del río Verde se produce en zonas carentes de suelo en las que aflora la roca madre. La erosión sobre la roca madre puede ser inferior o superior a la de los suelos establecidos sobre esa misma litología, dependiendo de la consolidación de ésta. Las grandes superficies carentes de suelo en la zona hacen relevante un análisis de la erosión desde un enfoque edáfico y litológico, especialmente en las formaciones con escasa consolidación como la formación Yanhuitlán (en adelante FY), esto con el fin de generar análisis de erosión en cuencas más precisos.

En la cuenca alta del río Verde se han realizado diversos trabajos sobre la predisposición geológica a la erosión hídrica, especialmente enfocándose en la FY. Schlaepfer (1970) estudió la importancia de estas arcillas rojas en el modelado del paisaje, analizando la erosión y depósito de los sedimentos. Poco más tarde, Kirkby (1972) estableció diferencias en la dureza de algunos tipos litológicos en esta cuenca y encuentra diferencias en sus patrones de drenaje; por orden de dureza las clasifica de la siguiente manera: calizas, andesita, formación Sosola y Yanhuitlán. Estas diferencias cualitativas se materializaron cuantitativamente a través de estudios fotogramétricos tridimensionales estableciendo morfometrías y tasas de erosión por litología en el valle de Yanhuitlán (Fernández de

Castro et al., 2018). Un análisis de la erosión hídrica en función de la litología a través de técnicas fotogramétricas digitales permitirá estudiar la dinámica erosiva del terreno integrando la erosión geológica *per se* a los estudios de erosión acelerada, lo que ayudará a comprender la problemática de la erosión hídrica de una manera más precisa.

1.1 Planteamiento del problema

La erosión hídrica del suelo es, con diferencia, el proceso de degradación de tierras más importante en la Región Mixteca (Guerrero et al., 2010). La compactación del suelo, el deterioro de la estructura edáfica o la disminución de la actividad biológica están íntimamente relacionados con la erosión en esta zona (Ortiz *et al.*, 2016). El hombre se muestra como el principal factor de erosión en esta región, siendo hoy día un factor que no podemos desprender de la dinámica geomorfológica actual (Bocco, 2001; Carranza, 2014). Numerosos estudios analizan esta cuestión en la región desde los años 1970. Spores (1969) y Kirkby (1972) establecieron los ritmos de la erosión antrópica (erosión acelerada) relacionándola con los procesos de ocupación y uso de los recursos naturales. Kirkby (1972) muestra el medio físico de esta cuenca y la extensión de su alteración por erosión antrópica enfocándose especialmente en la evolución del desarrollo de cárcavas en la Formación Yanhuitlán. El autor establece el periodo Natividad (ca 1000 AP) como el periodo de mayor presión demográfica en cerrada relación con el aterrazamiento de fondo de valle a través de estructuras denominadas lamabordos. Esto propició el desarrollo de cultivos cada vez más arriba del valle lo que favoreció la erosión hasta generar el paisaje que hoy contemplamos. Solís et al., (2018) analizan la influencia del hombre en la erosión de la cuenca de Nochixtlán en los últimos 3500 años apoyando la iniciativa del Antropoceno como nominal de la actual época geológica (Holoceno).

La erosión hídrica actual de estos paisajes efectivamente es resultado de la intensa actividad del hombre sobre ellos, pero también las características intrínsecas de su litología juegan un papel determinante (Kirkby, 1972). Howard y Kerby (1983) exponen que la erosión acelerada en cárcavas puede ser hasta 20 veces mayor que la erosión natural de estas mismas. Estas áreas sufren erosión directamente sobre la roca madre, la cual modela el terreno de forma diferencial según el tipo litológico, la topografía, la cobertura de la vegetación y el régimen pluviométrico, y sus tasas no necesariamente serán las mismas. Aprovechando la exposición actual de estas formaciones geológicas, este trabajo pretende analizar la erosión como parte de la dinámica erosiva del terreno

con el ánimo de entender también la erosión de las formaciones geológicas *per se* observando la geomorfología, los patrones de la red de drenaje y los efectos que éstos puedan tener sobre la erosión final del terreno a diferentes escalas. De esta manera, se busca generar un mayor conocimiento de la erosión natural de las formaciones superficiales expuestas por acción antrópica.

Por otro lado, una vez que el territorio sufre de erosión acelerada aparecen grandes superficies carentes de suelo que normalmente se incorporan a las estimaciones de los modelos de erosión como erosión sobre suelos, dando lugar a posibles sobre/subestimaciones en estas superficies. Para comparar erosión acelerada sobre las formaciones superficiales y sobre suelos se realizó una catena de suelos estimando la erosión con la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (Wischmeier, 1960) por ser el método de estimación de erosión más universal. Se incorporaron suelos con manejo y sin manejo agrícola, en las zonas sin manejo antrópico se aplicó la modificación del factor P para pastos y terrenos baldíos en la ecuación (Wischmeier, 1978). Los datos de suelo se obtuvieron con perfiles edafocológicos de suelo con la metodología de Siebe et al. (2006).

Para analizar la erosión en superficies sin suelo, se han utilizado históricamente métodos directos sobre el terreno como trampas de sedimentos, rondanas o transversales con cintas y perfiladores (Hudson, 1982; Poesen et al., 1996; Oostwood et al., 2000; Campo et al., 2007), que requieren de laborioso trabajo de campo. Hoy día, con el desarrollo de la fotogrametría digital, es posible cuantificar la erosión geológica de manera indirecta, a bajo costo, rápida y en cualquier momento. Este trabajo muestra cómo la fotogrametría digital puede resolver el problema del cálculo de erosión hídrica actual en zonas carentes de suelo, necesarios para estudios de erosión que requieren mayor precisión. Al mismo tiempo, los modelos digitales de alta resolución generan una caracterización geomorfométrica de las formaciones geológicas más precisa en sus características intrínsecas. Esto es de suma importancia para los estudios de erosión en esta zona, ya que presenta modelados de la erosión bien diferenciados y se encuentran grandes extensiones de terreno carente de suelo, especialmente en las zonas de cárcavas, las cuales aportan las mayores cantidades de sedimentos a esta cuenca (Kirkby, 1972).

Las metas de este trabajo se centrarán en probar la fotogrametría digital como herramienta en estudios de erosión para desarrollar un aporte práctico-metodológico que pueda coadyuvar a estudios de erosión hídrica más integrales. Los patrones erosivos que modelan estas laderas se pueden analizarán cualitativa (morfografía) y cuantitativamente (morfometría) a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE) de alta resolución y se calcularán tasas de erosión en volumen y masa

comparando MDE de diferentes fechas (Dems of Difference, Dod's). Esta técnica será utilizada en este trabajo para analizar la geomorfometría de la erosión en todas las litologías de la cuenca a una resolución de 4 m/píxel (paisajes geomorfológicos) y tasas de erosión en volumen y masa en 3 litologías sobre una ladera a una resolución de 10 cm/píxel (facetas de ladera).

1.2 Objetivos

OBJETIVO GENERAL

Analizar la relación entre las diversas dinámicas erosivas hídricas en la cuenca en función de la diversidad geomorfológica

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Establecer las modalidades (tipo e intensidad) de los patrones erosivos por tipos de rocas
2. Estudiar cómo operan los procesos erosivos a diferentes escalas.
3. Comparar tasas de erosión acelerada de suelos y formaciones geológicas

Para analizar las diferencias que caracterizan la dinámica erosiva del paisaje en la zona de estudio se planteó un estudio a tres niveles, inspirados en la *Geopedología* de Zinck (2013)

1° nivel. **Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPG)**: serán las unidades superiores en este estudio caracterizadas por sus rasgos fisiográficos, resultado del relieve, geología, clima y cubierta vegetal. En ellas se buscará una relación con los patrones de drenaje y los parámetros morfométricos de erosión geológica (densidad de disección, disección vertical, áreas de captación y longitud de los escurrimientos). A esta escala se utilizaron modelos digitales de terreno a 4 metros de resolución levantados con técnicas fotogramétricas a partir de imágenes aéreas a escala 1: 80,000.

2° nivel. **Unidades de Modelado Erosivo (UME)**: A. Zinck establece las subunidades de relieve-modelado, donde la geomorfología provee los contornos de las unidades de mapeo (el conteniente) y la pedología suministra los componentes taxonómicos de las unidades de mapeo (el contenido), proporcionando un enfoque más integral, pero sin resolver el problema de las zonas carentes de suelo. Hoy día, con el desarrollo de Sistemas de Información Geográfica y la fotogrametría digital es

posible realizar estudios más completos que incluyan las zonas carentes de suelo, permitiendo analizar y cuantificar estos procesos con más detalle y precisión. Estas unidades nos mostraran los tipos de erosión y su intensidad por Unidad de Modelado Erosivo (UME).

3° nivel. **Facie.** Entendida como la unidad mínima geográfica, en este caso se trata de una ladera donde se encuentran 3 formaciones geológicas representativas del área de estudio. En ella se realizó un levantamiento fotogramétrico de alta resolución con drones (píxel de 10 cm) sobre superficies carentes de suelo para analizar los mismos parámetros morfométricos del nivel 1, sólo que ahora asociados únicamente a las características geológicas. Gracias a los beneficios que ofrecen los drones con levantamientos topográficos multitemporales, se obtuvo una medición de tasas de erosión por formación geológica, así como el volumen.

Este trabajo se presenta una propuesta metodológica de análisis de la dinámica erosiva natural del terreno o morfodinámica a diferentes escalas. El análisis geomorfométrico y erosivo con fotogrametría digital a escala de Paisaje Geomorfológico mostrará cómo se modela el paisaje de forma natural (erosión geológica) incluyendo todas las variables ambientales para identificar los patrones erosivos en el terreno y la erosión potencial por sus condiciones geomorfológicas. En la segunda escala (10 cm/píxel), con la fotogrametría digital con drones, se buscará establecer tasas de erosión reales en superficie de 3 formaciones geológicas (sin suelo) con las mismas condiciones de intemperismo. La importancia ambiental, biológica y cultural de la Mixteca Alta motiva que sea de gran relevancia a la generación de estos estudios detallados de erosión para un manejo de los recursos naturales más precisos y efectivos.

1.3 Área de estudio

La Mixteca es una región geográficamente diversa en el oeste de Oaxaca y áreas de los estados vecinos de Puebla y Guerrero, al sureste de México (Palacio et al., 2015). Es la zona de contacto entre la Sierra Madre del Sur y la Sierra Madre Oriental, con una topografía de montañas medias y amplios valles con laderas fuertemente erosionadas, las cuales aportan gran cantidad de sedimentos hacia los fondos de valle. Estos depósitos aluviales cuaternarios se encuentran actualmente incididos por los cursos fluviales exponiendo paquetes de sedimentos que puede alcanzar los 30 metros con paleosuelos que rondan edades de hasta 14,000 años (Mueller et al., 2012).

La cuenca alta del río Verde (508.68 km²) comprende las cuencas de Yanhuitlán y Nochixtlán, donde afloran rocas cuyas edades van desde el Cretácico hasta el Mioceno, con formaciones aluviales cuaternarias en el fondo de ambos valles. La diversidad de litologías del área de estudio comprende 9 tipos: en la cuenca de Yanhuitlán se encuentra la Formación Yanhuitlán, que consiste en una sucesión de capas rítmicas delgadas con un alto contenido de limo y arcilla de color rojizo (Ferrusquía 1976). La deposición de estos sedimentos se llevó a cabo en extensos lagos durante el Paleoceno y Eoceno y su edad se estima en alrededor de 40 millones de años (Martiny et al., 2000). La Toba Llano de Lobos sobreyace a la Formación Yanhuitlán y consiste en una secuencia de tobas riodacíticas y andesíticas con conglomerados compuestos de una matriz arenosa con fragmentos de caliza. Sobreyaciendo a la Toba Llano de Lobos se encuentran una serie de derrames lávicos andesíticos denominados Andesita Yucudaac (Ferrusquía, 1970). Al sur de la cuenca encontramos el conglomerado Tecomatlán, influenciado por la tectónica de la falla Cieneguilla. En el fondo de valle, los depósitos aluviales cuaternarios consisten en grava no consolidada, arena, limo y arcilla derivados de las rocas anteriores y transportado a su sitio de depósitos por los ríos (Ferrusquía, 1976). En ellos se pueden encontrar intercalados varios paleosuelos de diferentes edades, el más antiguo de los cuales se sitúa en torno a los 14.000 años AP (Mueller *et al.*, 2012). En la cuenca de Nochixtlán, los conglomerados calizos de la formación Sosola y la formación San Isidro, así como la formación Ixtaltepec presentan una morfología más redondeada (Schlaepfer, 1970) acompañados de algunos cerros intrusivos hipabisales. En esta cuenca se incluye un relicto de la formación depósitos Teotongo, una intercalación de depósitos epiclásticos que fueron depositados en un ambiente fluvial lacustre localizados, en su mayoría, fuera del área de estudio.

El clima de la cuenca es Templado Subhúmedo (Cw1) según la clasificación climática de Koeppen modificada por García (2004) para México, con una temperatura media anual de 15 °C y una precipitación media anual de 633 mm (según datos de la estación climática del INIFAP en Yanhuitlán, Lat. 17.50 N/Long -97.35 W), con lluvias concentradas en verano con un periodo de canícula marcado en julio y agosto. La vegetación es en su mayor parte secundaria debido al intenso manejo y/o cambio de uso por agricultura y ganadería, en especial el pastoreo. Predomina el chaparral y pastizal inducido con algunos relictos de bosque de táscate en la parte baja e intermedia de la cuenca y bosque de encino y pino secundario en las partes altas de la cuenca con algunos relictos primarios.

El intenso manejo de los recursos ha causado la pérdida total de suelo en muchas zonas de la cuenca, donde hoy día se está produciendo una intensa intemperización y erosión de la roca madre. En esta región se ha establecido la presencia humana sedentaria alrededor de 3400-3500 años AP (Leigh et al., 2013) a través de la datación de carbono orgánico en terrazas prehispánicas de fondo de valle (lamabordos). Ésta es una práctica de los mixtecos que tenía como objetivo una alternativa agrícola, ante la severa erosión que sufrían los cerros aminorando sus campos de cultivo, para mantener a una población de cerca de 50,000 habitantes durante el posclásico (Spores, 1969), entre los años 1000 y 1520 AD. La intensidad de los procesos antropogénicos en estos valles ha generado una mayor intensidad de la erosión que ya sufría la zona por sus condiciones geológicas (Kirkby, 1972), rompiendo con los procesos geoecológicos que garantizan la funcionalidad de los ecosistemas.

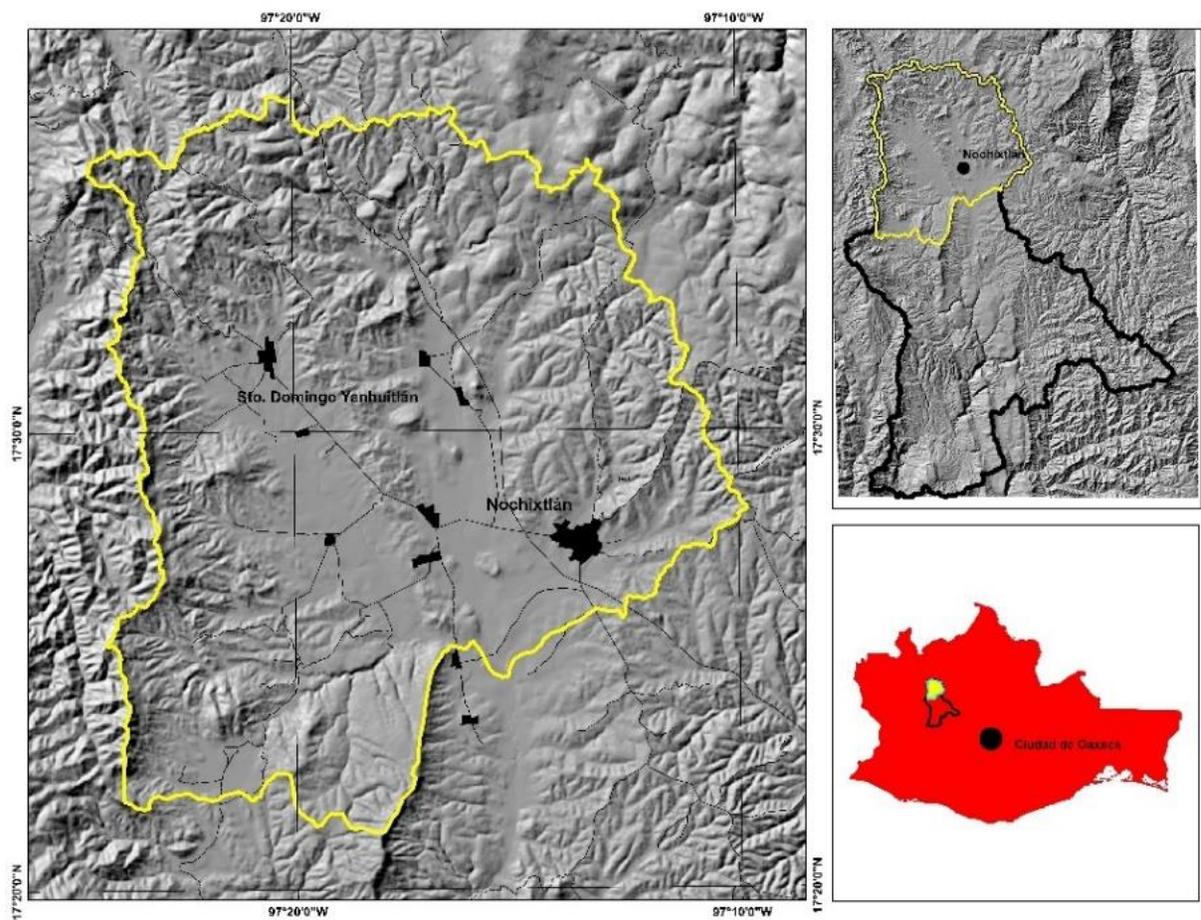


Figura 1. Mapa de localización. El polígono amarillo muestra el área de estudio. El polígono negro corresponde a la cuenca alta del Río Verde

1.4 Antecedentes

En la década de los 1970's se desarrollaron diversas investigaciones en esta área de estudio, relacionadas con la intensa erosión que sufre la zona, desde un punto de vista de la litología, la vegetación y la antropología. Entre 1972 y 1976 un grupo de investigadores de la Universidad de Vanderbilt (Tennessee, USA) realizó una serie de publicaciones sobre el valle de Nochixtlán. Ronald Spores (1972) trabajó la parte arqueológica y Michael Kirkby (1972) el medio físico de estos valles, estableciendo el primer estudio sobre la dinámica erosiva en esta región, especialmente en las arcillas rojas de la formación Yanhuitlán. Al mismo tiempo, se desarrollaron los primeros trabajos geológicos por el Instituto de Geología de la UNAM. Ismael Ferrusquía (1970; 1976) y Carmen Schlaepfer (1971; 1976) hicieron levantamientos geológicos de carácter general, con dataciones y estratigrafía de las formaciones de roca del área de estudio. Estos trabajos conformaron un primer reconocimiento geoambiental de la zona.

Desde entonces se han realizado diversos trabajos relacionando la erosión hídrica en la zona con diversas disciplinas como la arqueología y la antropología entre otras muchas. El proyecto "*Arqueología del río verde*", dirigido por el Dr. A. Joyce y colaboradores, amplía desde los años 80 hasta nuestros días esta cuestión en toda la cuenca del río Verde, siendo analizada la cuenca de Nochixtlán como la cuenca alta. Muchos artículos y tesis doctorales se han publicado por este proyecto contribuyendo al conocimiento de la historia ambiental y de la influencia del hombre en los cambios geomorfológicos de este valle analizando los suelos, paleosuelos y lamabordos. Joyce y Goman (2012) incorporan el factor geomorfológico en estudios socioecológicos relacionados con el paisaje oaxaqueño (Mueller *et al.*, 2012; Borejsza *et al.*, 2014). Estos autores analizan los depósitos aluviales cuaternarios que se encuentran actualmente incididos por los cursos fluviales, encontrando paleosuelos con edades de hasta 14,000 años, conteniendo una acumulación de información ambiental y dinámicas erosivas desde esa fecha a la actualidad. Leigh *et al.* (2013) establecen la presencia humana sedentaria alrededor de 3400-3500 años AP a través de la datación de carbono orgánico en terrazas prehispánicas de fondo de valle, llamadas *lamabordos*, encontrando una relación directa entre el aumento de la erosión y la presencia humana.

Ortiz *et al.* (2016) realizaron una diferenciación de las unidades de paisaje geomorfológico en la cuenca hidrográfica de Yanhuitlán (un 40 % del área de estudio de este trabajo), donde se desarrolla principalmente el modelado de la formación Yanhuitlán, estableciendo 4 unidades de paisaje geomorfológico: 1. Planicie aluvial de denudación del río Grande; 2. Rampas de piedemonte de

denudación;3. Cuestas y laderas bajas y medias erosivas de elevaciones y lomeríos; 4. Laderas de montaña y cimas en rocas volcánicas. Este reconocimiento previo de la morfodinámica en el valle de Yanhuitlán sentó las bases para plantear los objetivos de esta tesis doctoral bajo la dirección del primer director de esta tesis, el Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez que hoy no se encuentra entre nosotros (DEP).

Fotogrametría aplicada a estudios de erosión

La fotogrametría digital es una tecnología que permite hacer levantamientos topográficos en 3D a través del uso de la técnica denominada *Structure from Motion* o SFM (Westoby et al., 2012). Las primeras imágenes aéreas de vehículos no tripulados con radio control para fines científicos fueron tomadas en 1979 (Przybilla y Wester-Ebbinghaus, 1979). En México, los primeros trabajos donde se utiliza la fotografía aérea como herramienta para estudios de erosión acelerada en 2D con sistemas de información geográfica (SIG) se publican a principios de los años 90 (Palacio et al., 1990, 1991; Bocco, 1991a). Es en uno de estos trabajos donde se realiza el primer trabajo de fotogrametría para análisis de erosión en cárcavas en 2 dimensiones usando un globo de helio como vehículo aéreo no tripulado (UAV en inglés) equipado con una cámara para evaluar la dinámica regresiva de cárcavas en 2 dimensiones durante un lapso determinado (Figura 2). Desde entonces estas técnicas de análisis bidimensional se siguen usando hasta la fecha. Nuñez (2017) realiza uno de los últimos trabajos ya con imágenes satelitales evaluando los cambios en la cabecera de las cárcavas en función de su mineralogía.



Figura 2. Primeros estudios fotogramétricos aplicados de erosión en México (Palacio et al., 1991)

El uso de la tercera dimensión (3D) para estudios de erosión a detalle no inicia hasta finales de los años noventa. García (1998) realiza un levantamiento terrestre fotogramétrico para obtener cambios en volumen sobre cárcavas en el glacis de Buenavista (Morelos) con un

estereofototeodolito con dos cámaras de lente reflexiva simple (SLR), requiriendo un exhaustivo trabajo de ajuste, calibración y ortorrectificación de las cámaras analógicas que se usaron y sus productos derivados, siendo un trabajo muy costoso en tiempo y recursos que no permitió un amplio desarrollo de la técnica hasta que el láser y el radar pronto sustituirán a la fotogrametría como procedimiento para obtener modelos 3D del terreno. El *Terrestrial Laser Scanner* (TLS) el cual utiliza la tecnología *Light Detection and Ranging* (LIDAR) aparecen y multitud de trabajos se generan con esta tecnología, no obstante eran y siguen siendo equipos muy costosos, al alcance de pocos investigadores y/o técnicos académicos.

Es la llegada de la fotogrametría digital con drones en la última década la que sitúa el levantamiento 3D del terreno de alta resolución al alcance de la población científica general, posicionando de nuevo la fotografía como insumo. En 2004, se publicaron los 3 primeros artículos relacionados con mapeo fotogramétrico con drones en el *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* y en 2008 empieza a ser tendencia con 21 artículos (Remondino, 2011). A partir de este año se amplía el uso de éstos para múltiples fines científicos, encontrando la aplicación para estudios de geomorfometría y erosión a comienzos de la segunda década de este siglo (Eltner et al., 2016a). Los drones han sido la herramienta que más ha desarrollado esta técnica en los últimos años, ya que permiten la adquisición de fotografías aéreas digitales en tiempo y forma ilimitados a bajo costo. Esta nueva disponibilidad inmediata permite generar mediciones en cualquier intervalo de tiempo, ampliando de esta manera el abanico de variables que podemos asociar a la erosión como la intensidad y duración de la erosión por evento o mediante el monitoreo de procesos.

Por otro lado, la inclusión de la técnica *Structure for Motion* (Ullman, 1979) aplicada en la fotogrametría digital ha simplificado de manera considerable el proceso de calibración de las fotos para crear modelos 3D con buena precisión y geolocalización. Los primeros trabajos se empezaron a realizar con fotografía tomada en mano por sus autores con cámaras de cierta calidad. Comino et al. (2015), calculó volúmenes y cambios en la erosión-sedimentación en surcos antes y después de lluvias manualmente. Tomás et al. (2016) la utilizó para el monitoreo de macizos rocosos obteniendo resoluciones centimétricas y milimétricas en zonas de difícil acceso. Numerosos estudios han aplicado esta técnica para estudios de erosión, principalmente sobre cárcavas (Eltner, 2013; Gómez-Gutiérrez et al., 2014; Frankl et al., 2015; Stoecker, 2015; Cook, 2017). La escasez de este tipo de análisis en medios tropicales motiva el desarrollo de esta tesis.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1. Geopedología: paisajes geomorfológicos y relieve-modelado

Zinck (2013) expone que en áreas de vertiente y otros ambientes ablacionales, las propiedades físicas, químicas y biológicas de los horizontes superficiales de los suelos controlan, junto con otros factores, la erosión laminar que causa el truncamiento de suelos. Igualmente, la naturaleza del material pedológico y la secuencia de horizontes, en particular la diferencia de porosidad y resistencia mecánica entre horizontes superficiales, horizontes subsuperficiales y substrato, condicionan la formación de surcos, cárcavas y movimientos en masa que se desarrollan en la superficie de las vertientes, así como los procesos hipodérmicos de formación de tubos y túneles. La clásica toposecuencia de suelos es un ejemplo de paisaje geopedológico. En áreas planas, construidas, son los procesos de sedimentación y la estructura de los sistemas deposicionales resultantes los que controlan la distribución de los suelos, sus propiedades, el tipo de pedogénesis, el grado de desarrollo pedogenético e, inclusive, su potencial de uso.

El sistema taxonómico de geoformas de Zinck (2013) establece una jerarquía de unidades de paisaje geomorfológico que, si bien están en función de sus características propias, dan pie a relacionarlas con factores modeladores del paisaje como son el clima, la vegetación, el suelo y la litología. Este sistema debe seguir una estructura y elementos propios de los elementos naturales, los cuales deben ser percibidos por visión humana o sensores artificiales, lo que el autor llama geopaisajes.

Esta idea de geopaisajes se adapta a la estructura de este trabajo en los niveles taxonómicos de ambiente morfogenético (Suborden), paisaje geomorfológico (Grupo) y relieve/modelado (Subgrupo), siendo estos dos últimos niveles los que utilizaremos para las unidades de análisis, ya que las son el resultado de condiciones morfoclimáticas que modelan su apariencia final (Figura 3).

Nivel	Categoría	Concepto genérico	Definición
6	Orden	Geoestructura	Extensa porción continental caracterizada por su macroestructura geológica (p.e. cordillera, geosinclinal, escudo)
5	Suborden	Ambiente morfo-genético	Amplio tipo de medio biofísico originado y controlado por un estilo de geodinámica interna y/o externa (p.e. estructural, deposicional, erosional, etc.)
4	Grupo	Paisaje geomorfológico	Gran porción de terreno caracterizada por sus rasgos fisiográficos; corresponde a una repetición de tipos de relieve similares o a una asociación de tipos de relieve disímiles (p.e. valle, altiplanicie, montaña, etc.)
3	Subgrupo	Relieve/modelado	Tipo de relieve originado por una determinada combinación de topografía y estructura geológica (p.e. cuesta, horst, etc.). Tipo de modelado determinado por específicas condiciones morfoclimáticas o procesos morfogenéticos (p.e. glacis, terraza, delta, etc.).
2	Familia	Litología/facies	Naturaleza petrográfica de las rocas duras (p.e. gneis, caliza, etc.) u origen/naturaleza de las formaciones no-consolidadas de cobertura (p.e. periglacial, lacustre, aluvial, etc.)
1	Subfamilia	Forma de terreno	Tipo básico de geoforma caracterizado por una combinación única de geometría, historia y dinámica.

Figura 3. Niveles taxonómicos del paisaje (Zinck, 2013)

El ambiente morfogenético se refiere a un tipo general del medio físico, originado y controlado por un estilo de geodinámica interna y/o externa y comprende 6 taxa (figura 4):

Ambiente estructural: controlado por la geodinámica interna a través de la tectónica (basculamiento, plegamiento, corrimiento, fallamiento) y/o del vulcanismo.

Ambiente erosional (o denudacional): controlado por procesos de disección y remoción de materiales transportados por agua, viento, hielo, movimiento en masa, o gravedad.

Ambiente deposicional: controlado por la deposición de materiales detríticos, solubles y/o biogénicos, transportados por agua, viento, hielo, movimiento en masa, o gravedad.

Ambiente disolucional: controlado por procesos de disolución de rocas generando erosión química (carst en rocas calcáreas, pseudokarst en rocas no-calcáreas).

Ambiente residual: caracterizado por la presencia de rasgos de relieve en sobrevivencia (p.e. inselberg).

Ambiente mixto: por ejemplo, un ambiente estructural disectado por erosión.

Estructural	Erosional	Deposicional	Disolucional	Residual
depresión	depresión	depresión	depresión	área de aplanamiento
mesa (meseta)	vallecito (vale)	vallecito (swale)	domo	domo
cuesta	cañón (garganta)	llanura de inundación	torre	inselberg
crestón	glacis	plano (p.e. tidal flat)	colina (hum)	campo de bloques
hogback	mesa (meseta)	terraza	polje	...
barra	colina	mesa (meseta)	vallecito ciego	
flatirón	loma	abanico	vallecito seco	
escarpa	cresta	cono	cañón	
graben	fila	glacis	...	
horst	viga (chevron)	bahía		
anticlinal	cadena (montañosa)	delta		
sinclinal	dique	estuario		
anticlinal excavado	artesa	marisma		
sinclinal colgante	circo	arrecife coralino		
comba	...	atolón		
cadena (montañosa)		...		
cono (volcánico)				
dique				
...				

Figura 4. Tipología de ambiente morfogenético (Zinck, 2013)

Dentro de las 6 taxa será el ambiente erosional el que centre nuestro estudio con sus respectivas unidades de paisaje geomorfológico y modelado erosivo para entender el funcionamiento del modelado del paisaje actual con una perspectiva más integral basada en la ecología del paisaje (Figura 5).

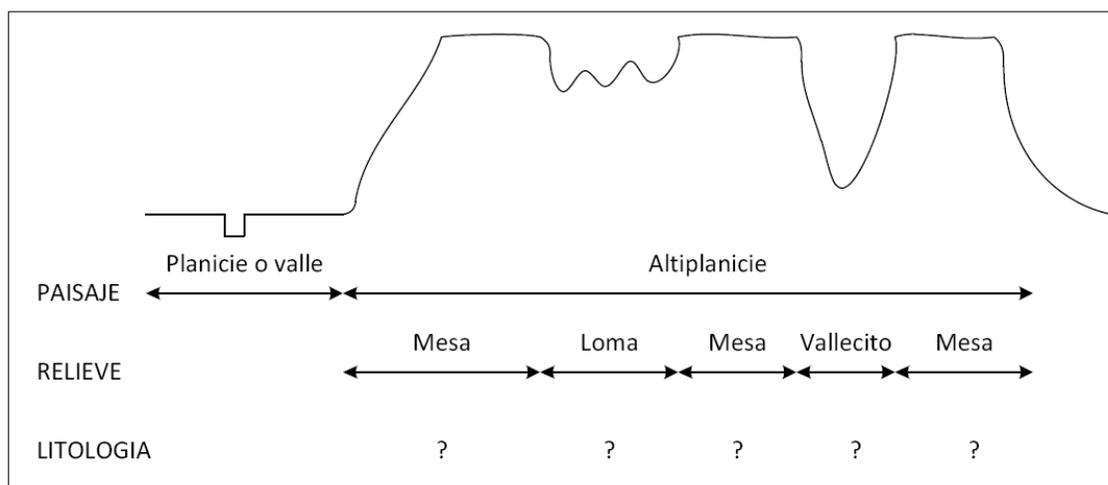


Figura 5. Niveles taxonómicos de paisaje (Zinck, 2013)

2.2 Geomorfología climática y procesos superficiales

Toda morfología deriva de un sistema de erosión dominado por el clima y que actúa sobre los diversos relieves debidos a la estructura y tectónica (Cholley, 1950). De acuerdo con De Cserna (2002) la morfología de una región depende fundamentalmente de la configuración o constitución geológica de la misma, siendo la meteorización y los procesos exógenos los que la modelan. Esto quiere decir que la naturaleza de las distintas rocas, sean éstas sedimentarias (bien o mal consolidadas), cristalinas o volcánicas y las estructuras que éstas poseen (fallas, pliegues, etc...) determinan en primera instancia los efectos que los procesos exógenos producirán sobre ellas modelando la superficie terrestre.

La *geomorfología climática* es el estudio de las formas del relieve dominadas por el clima (Gutierrez, 2009, citando a Tricart y Cailleux, 1955, 1965). Ahnert (1996) la define como la que identifica a los factores climáticos, tales como intensidad, frecuencia y duración de la precipitación, intensidad de la helada, dirección y fuerza del viento y explica el desarrollo de modelados bajo diferentes condiciones climáticas. Sin embargo, cuando hablamos de erosión hídrica la vegetación debe ser incluida, Tricart y Cailleux (1965) elaboran un mapa de regiones morfoclimáticas, reconociendo a la vegetación como un factor dominante. Por tanto, la erosión hídrica no sólo depende de las condiciones climáticas, sino también bioclimáticas, entendiendo las condiciones climáticas como agente externo promotor de la erosión y la vegetación como reductor de la misma, en función de su cobertura foliar y radicular. Por otra parte, la vegetación regula a posteriori la disponibilidad hídrica. Tanner (1961) es el primero en utilizar la evapotranspiración potencial en lugar de la temperatura como variable en estudios morfogenéticos, ya que esta proporciona una idea más real de la disponibilidad hídrica y está más relacionada con el porcentaje de vegetación. También se han llevado a cabo estudios de escala sobre el control del clima y de la vegetación en relación con la intensidad de la meteorización y productos resultantes de la misma (Strakhov, 1967)

El modelado por erosión hídrica de las unidades de terreno depende, a grandes rasgos, de su estructura geomorfológica y de sus condiciones bioclimáticas. La morfoclimatología alude a la relación entre geoformas y climas, pero difícilmente da cabida a la vegetación. La bioclimatología relaciona el clima con la distribución de los seres vivos desde un enfoque integral de ecología del paisaje (Etter, 1991; Rivas Martínez, 2004; Mateo y Vicente, 2007), la cual servirá para entender las diferencias en cobertura de vegetación que inciden en una reducción de las tasas de erosión. Con el fin de introducir la parte bioclimática en este estudio se plantea incluir un estudio de balance hídrico

del área de estudio que nos apoye en la determinación de zonas potenciales de mayor y menor erosión.

Tratando de aunar geomorfología y bioclima en este trabajo, se pensó en primera instancia en la biogeomorfología, una subdisciplina que combina la ecología y la geomorfología. Baptist (2005) la define como el estudio de las interacciones entre procesos geomorfológicos y la biota. Viles (1988) estableció dos enfoques en biogeomorfología, uno sugiere que las plantas, animales y microorganismos determinan los procesos superficiales y, con ello, el modelado de las geoformas; el segundo trabaja la visión contraria, las geoformas determinan la distribución de plantas animales y organismos. Sin embargo, esta disciplina se aplica normalmente a escalas de análisis que salen de los objetivos de este trabajo, enfocándose con mucho detalle en cómo la vegetación disminuye las tasas de erosión puntualmente a través de su interacción con microorganismos o materia orgánica en los suelos.

Dado que consideramos necesario incluir la parte bioclimática en este trabajo, se plantea entonces trabajar con unidades de análisis geomorfológico, caracterizando sus condiciones bioclimáticas a partir del balance hídrico, tratando así de englobar todos los factores y elementos relacionados con los procesos de erosión para entender la dinámica modeladora del paisaje desde un enfoque más integral.

2.2.1 Procesos hídricos superficiales

Meteorización

La meteorización es el fenómeno fundamental en la evolución del modelado y se divide en tres tipos: física o mecánica, biológica y química (Gutierrez, 2009). Estos procesos están controlados básicamente por el agua, la temperatura y la presión. La temperatura controla las reacciones químicas y la reactividad de sustancias, así como la congelación/descongelación (ésta última sin influencia en nuestra zona de estudio). La solubilidad de CO₂ es directamente proporcional a la presión atmosférica e inversamente proporcional a la temperatura. La circulación del agua determina la concentración de iones en solución y la tasa con la que se intemperizarán los minerales.

Estos factores de control del intemperismo dependen del clima. No obstante, el intemperismo actuará de manera diferencial en las unidades geomorfológicas según el material parental y su

estabilidad mineralógica, la vegetación y la topografía. Todos ellos están interrelacionados, la topografía depende del material parental y el clima, el cual controla a su vez los procesos de erosión junto con la vegetación, que también depende de los tres anteriores. Por tanto, el intemperismo será producto de la interdependencia de clima, topografía y vegetación según el lugar del mundo sobre un tipo de formación superficial determinada.

Denudación hídrica

La erosión es un término inclusivo para la degradación y remoción de suelo y roca por la acción del agua, viento, olas, hielo y movimientos en masa (Selby, 1993). En términos cuantitativos es la función entre erosividad y erodabilidad; la erosividad es la capacidad de un proceso de causar erosión y la erodabilidad se refiere a la susceptibilidad de ser erosionado dado por las características físicas de una formación superficial y su uso. La erosión hídrica es la referente al agua y el modelado que ésta genera sobre el terreno dependerá del tipo de lluvia, el tipo de suelo o formación superficial, la pendiente, la cobertura vegetal y la presencia o ausencia de medidas de conservación y otros asociados a ellos como la alteración producida por el uso (Morgan, 1995).

- **Erosión por salpicadura de gotas de lluvia** El impacto cinético de las gotas de lluvia causa el desprendimiento de las partículas de suelo con un efecto doble: la consolidación que compacta el suelo y la dispersión debida a la fuerza rompedora del agua, esto a su vez reduce la infiltración (Morin y Benyami, 1977). Por ello, la erosión por salpicadura se manifiesta por la formación de pedestales bajo elementos que no son afectados por el impacto de la gota y en costras superficiales producidas por la reducción de los poros por compactación del suelo y/o el rellenado de éstos por los limos. La consecuencia directa es la reducción de la capacidad de infiltración y por tanto la promoción de la escorrentía superficial. Tiene 4 efectos sobre la formación superficial: (1) desagregación de los agregados del suelo; (2) desplazamiento lateral de las partículas de suelo; (3) desplazamiento aéreo de las partículas de suelo; (4) selección o clasificación de partículas. La erosión por salpicadura está controlada por la resistencia de la formación superficial a la cantidad, intensidad y duración de la lluvia.

- **Erosión en regueros e interregueros (surcos).** Se refiere a la erosión concentrada en pequeños canales con profundidades entre pocos centímetros a decenas de centímetros, usualmente discontinuos, en pendientes de 2 a 3° (De Ploey, 1980). Se forman por la desviación del agua por gravedad a las zonas más deprimidas de la superficie donde la longitud de la escorrentía permite la canalización de dicho flujo. La formación de regueros en rocas y suelos con smectita se deben principalmente a 4 motivos: (1) flujos de retorno, (2) colapso de túneles (3) como respuesta de flujos hidrológicos en micropedimentos (4) en badlands, como flujos subsuperficiales a través de macroporos.

Foster y Meyer (1975) diferencian dentro de una ladera el flujo y la erosión producida en las zonas de interregueros y regueros, estableciendo en las zonas de interregueros otros tipos de erosión donde el agua se moviliza, por lo general, bajo un flujo laminar que diverge y converge alrededor de los obstáculos que encuentra (fragmentos rocosos, vegetación). De esta manera se entremezclan flujos laminares, turbulentos y de transición. Dune y Aubry (1986) estiman que la dinámica de los sistemas de regueros puede explicarse por el balance entre la intensidad de los procesos de regueros e interregueros o por los flujos de erosión laminar y de impacto y salpicadura por gotas de lluvia. Cuando éste último no existe, el flujo laminar llega a ser inestable, pero si actúa las partículas arrancadas de los interregueros tienden a rellenar y eliminar los regueros. Todo esto indica unas variaciones espaciales y temporales, que reflejan fluctuaciones en la efectividad de estos procesos. Es por ello, que la erosión interregueros es la más compleja de analizar.

- **Tunelamiento**

Parker (1963) lo define como el desarrollo natural de un drenaje subsuperficial en rocas clásticas y consiste en la movilización de partículas sólidas que se transportan en por el agua. Aunque éste es un proceso subsuperficial, tiene efectos indirectos sobre la morfología del terreno, generando canales internos que al colapsar promueven la generación de barrancos y cárcavas, es por ello que lo incluimos dentro de los procesos de modelado superficial del paisaje. Esto, a su vez, crea inestabilidad de laderas que favorecen los deslizamientos (Pierson, 1983).

- **La remoción en masa**

Es el movimiento de rocas ladera abajo en respuesta al estrés gravitacional, cuando el peso de la masa excede la fuerza de resistencia de dicho material contra la gravedad (Easterbrock, 1993). La remoción en masa depende de fuerzas de resistencia en oposición a la gravedad como elasticidad, plasticidad y viscosidad. El agua es un importante factor en estas fuerzas, jugando un importante rol en las propiedades físicas de las unidades geomorfológicas no consolidadas, especialmente las arcillas, cambiando las condiciones de resistencia al cizallamiento y a la fricción, resultado de la inestabilidad de laderas. La inestabilidad de laderas comprende, simplificando la clasificación de Varnes (1978), estos movimientos gravitacionales, ya sea de manera individual o combinados:

- Deslizamientos: cuando una masa de tierra inestable resbala sin perder el contacto sobre otra masa estable a favor de la pendiente. Los deslizamientos pueden ser traslacionales (cuando el desplazamiento tiene lugar sobre una superficie de ruptura plana) o rotacionales (cuando el desplazamiento tiene lugar a lo largo de una superficie de ruptura curva o cóncava).
- Desprendimientos: movimiento rápido y vertical de los materiales debido a que la pendiente es muy inclinada o incluso vertical.
- Reptación: movimiento muy lento que se da en capas superiores de laderas arcillosas. Está relacionado con procesos de variación de humedad estacionales en el suelo, ya que el agua favorece este fenómeno actuando como lubricante.
- Soliflucción: desplazamiento masivo y lento del terreno debido a que ha adquirido plasticidad y fluidez, comportándose de forma similar a la de un líquido viscoso.

Los materiales terrestres, en los movimientos en masa, se pueden comportar como fluidos, elásticos o plásticos (Easterbrock, 1993). En este trabajo nos interesan los de tipo fluido, que dependen de la saturación del suelo, por tanto la capacidad de infiltración de las unidades geomorfológicas será clave en el marco de trabajo. De acuerdo a Horton (1933) la capacidad de infiltración del material superficial está controlado por la textura del suelo, la estructura del suelo, la cobertura vegetal, la estructura biológica del suelo, el contenido de humedad, las condiciones del suelo y la temperatura.

- **Erosión en cárcavas**

Es la que más interesa por su influencia en la degradación de los sistemas naturales y afecta especialmente cuando se considera acelerada antrópicamente, como es este caso. Se caracteriza fundamentalmente por el avance remontante de una incisión en el terreno que concentra las aguas de escorrentía y las conduce a la red principal de drenaje. El detonante del proceso suele ser la pérdida de vegetación en áreas donde la microtopografía favorece esta concentración de flujos de corriente durante las lluvias (Morgan, 1995). Siguen un patrón de flujo hortoniano en zonas dominadas por intensas precipitaciones de tormenta, escasa cubierta vegetal, baja capacidad de infiltración, material fácilmente erosionable y laderas relativamente abruptas (Harvey, 2004). Bocco (1991) estudió la complejidad de la erosión en cárcavas en México, mostrando que su génesis envuelve interrelaciones entre el volumen, la velocidad y pérdida, la susceptibilidad de los materiales a la erosión (erodabilidad) y cambios en la cobertura de la vegetación por uso del suelo y prácticas de conservación.

La superficie de las cárcavas es la más afectada por la erosión ya que contiene todos los tipos de erosión que hemos mencionado, como la erosión pluvial, en surcos, en cárcavas, tunelamiento y reptación. La morfología de los interfluvios puede ser redondeada, acuchillada y, en su retroceso puede generar formas turrículadas. Los canales pueden alargarse por erosión remontante habiéndose medido retrocesos de cabecera de 0.46 a 0.79 m/año (Leopold et al., 1964). También pueden ensancharse por erosión de sus márgenes, con frecuencia por socavación basal, y por desprendimientos o movimientos en masa de material saturado y de igual manera se profundizan (Gutiérrez, 2009). Como las velocidades de erosión son muy rápidas, ofrecen un pequeño laboratorio con un microrelieve complejo, en el que pueden analizarse los procesos y las modificaciones de las formas en breves periodos de tiempo (Gutiérrez, 2009).

2.2.2 Patrones de drenaje

La escorrentía inicial se produce cuando la intensidad de precipitación supera a la capacidad de infiltración. Los escurrimientos superficiales en un terreno dado dependerán, en relación con el aporte climático, de las condiciones geomorfológicas de cada formación superficial y, asociada a ello, todas las anteriores variables que afectan a la infiltración (punto 2.3.2). Numerosos estudios exponen diferencias de infiltración en unidades geomorfológicas según condiciones

biogeomorfológicas: en superficies con fragmentos rocosos la infiltración disminuye (Poessen et al., 1990; Abrahams y Parsons, 1991), así como lejos de arbustos por el menor contenido de materia orgánica y restos vegetales (Lyford y Qashu, 1969) y en zonas donde se ha desarrollado biocostras (Talbot y Williams, 1978) y líquenes (Alexander y Calvo, 1990).

Del total de precipitación que cae sobre la superficie de la tierra, entre el 25 y 40 % escurre como descarga (Easterbrock, 1993), el resto se intercepta y se pierde como humedad a través de la evapotranspiración de la vegetación, la evaporación y la infiltración. La cantidad de precipitación interceptada por la vegetación depende de la naturaleza de la cobertura de las plantas en el área, la intensidad y duración de la lluvia, la temperatura del aire y humedad y, en algunos casos, la estación del año. Dentro de la cobertura de las plantas se incluye las diferencias en tamaño y forma de las hojas, la densidad de los doseles y el espacio entre las plantas. El agua interceptada por la vegetación se perderá por evapotranspiración. El agua que no intercepta la vegetación se infiltra en la superficie hasta que la capacidad de infiltración de la formación superficial es rebasada (capacidad de campo), que es cuando comienza la infiltración. La permeabilidad de unidades geomorfológicas depende de la cantidad, tamaño, y distribución de los espacios de los poros. Las tasas de infiltración serán mayores en bajas pendientes que en altas, por el mayor tiempo de percolación de que dispone el agua al no correr tan veloz. La saturación del suelo se produce cuando todos los poros de las unidades geomorfológicas están llenos de agua, es entonces cuando el agua, que no puede percolar más, se convierte en escorrentía. Esta escorrentía, ya sea laminar o lineal, se irá concentrando en escurrimientos según las condiciones topográficas y superficiales del terreno, así como el tipo y cobertura de la vegetación. Estos escurrimientos se clasifican según tipos y patrones.

Tipos y patrones de drenaje

La ley de Playfair de 1801 establece que las corrientes o escurrimientos son la causa de los patrones de drenaje, el sistema de valles que ocupan y las cuencas de drenaje. Los patrones de drenaje se pueden estudiar de manera cualitativa (visual)- drenaje dendrítico, paralelo, trellis, anular y radial- o cuantitativo, que se mide a través de parámetros morfométricos como la densidad de drenaje, profundidad de disección o órdenes de drenaje entre muchos otros.

Arthur Strahler (1952) modificó el diseño de ramificación de cauces de Horton (1945) creando el sistema de órdenes de drenaje que hoy conocemos (figura 6). Este sistema jerarquiza la red

estableciendo como primer orden a cualquier cauce que no esté cortado por otro cauce y así creciendo de orden según se van ramificando. Los órdenes de drenaje siguen una geometría que incrementa el número de escurrimientos de más pequeño número de orden, con una proporción de bifurcación constante de 3 veces el valor del orden posterior, es decir, el flujo principal de la cuenca se irá bifurcando x3 a medida que descendemos de orden cuenca arriba (figura 7). De la misma manera Schumm (1956) establece una sistemática para medir áreas de drenaje proporcionalmente a los órdenes. Tal como incrementa los órdenes de drenaje incrementa sus cuencas de captación con una constante x2.

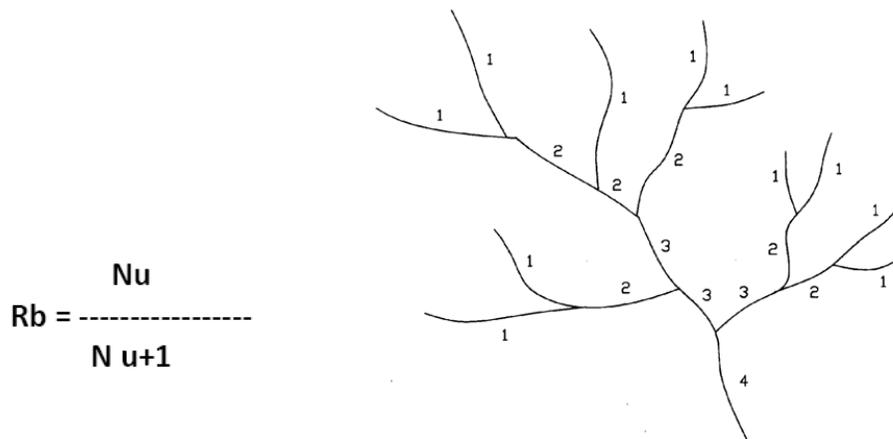


Figura 6. Relación de bifurcación (Horton -Strahler)

Partiendo de esta base, Easterbrock (1993) resume los dos conceptos que necesitamos analizar para este trabajo, la energía erosiva de la escorrentía y la erodabilidad de la superficie. Las diferencias en estas variables ofrecerán resultados de densidad de disección, profundidad de disección, áreas de captación y longitudes de escurrimientos diferenciales que presentarán el modelado del paisaje de manera integral y detallada para conocer cómo evoluciona el mismo.

Los tipos de escurrimientos que modelan un paisaje siempre comenzarán siendo **consecuentes** sobre una nueva superficie a modelar. El desarrollo de canales tributarios a los primeros genera los

escurrimientos **insecuentes**. Si el modelado empieza a ser diferencial por una mayor-menor resistencia de otras unidades geomorfológicas, los escurrimientos pasan a ser **subsecuentes** por la captura de los mismos. Los escurrimientos que toman dirección contraria a los consecuentes se les llama **obsecuentes** y los escurrimientos que toman la misma dirección que los consecuentes pero con un nivel erosivo menor, se les llama **resecuentes**.

Estos escurrimientos tomarán patrones según el control estructural del relieve y/o el tipo de litología (Easterbrock, 1993):

- Patrón dendrítico: caracterizado por la derivación de los escurrimientos en ángulos agudos sin un arreglo organizado. Desarrollan escurrimientos insecuentes aleatorios en rocas con resistencia uniformes y sin control estructural.
- Patrón de Trellis: Patrones subsecuentes de escurrimiento paralelos que inciden sobre las partes más débiles de la roca, controlados por las partes más resistentes, común en rocas sedimentarias.
- Patrones rectangulares-angulares: con un fuerte control estructural por fallas, fracturas o sistemas de uniones entre rocas. Los patrones rectangulares usualmente se forman en uniones de rocas ígneas y estratos más débiles en rocas sedimentarias o intersecciones de fallas o fracturas. Los patrones angulares son lo que no forman un ángulo recto.
- Patrones radiales: resultado de la topografía. Ejemplo: conos volcánicos o cerros intrusivos
- Patrones anulares: resultado de erosión diferencial por resistencia, con un patrón redondeado pero no circular.
- Patrón centrípeto: los escurrimientos se concentran en un punto por depresión donde desaparecen en el interior de la tierra con tendencia a la redondez (sumidero).
- Paralelos: por razones topográficas, sin necesidad de resistencia diferencial de rocas.

Estos tipos y patrones de drenaje se establecen a nivel cuenca. Dentro de una cuenca pueden generarse varios de estos patrones o un patrón homogéneo, según las condiciones geológicas, ambientales y topográficas. Un escurrimiento individual puede tener diferentes denominaciones según la región y el autor, en este trabajo lo denominaremos cauce, para seguir un mismo vocabulario común en todos los puntos

2.3 Balance hídrico y su relación con la dinámica de la erosión

El balance hídrico permite modelar la relación precipitación/escurrimiento (Dunne y Leopold, 1978). Ésta además se puede analizar estadísticamente y relacionarlo con los procesos de escorrentía en diferentes unidades geológicas (Bocco, 1990).

Los factores principales que condicionan la actividad vegetativa son la humedad y la temperatura, al mismo tiempo la composición del suelo afecta la distribución y configuración de la vegetación (Cámara, 2004). Existe una relación directa entre unidades geomorfológicas y las formaciones vegetales que se desarrollan sobre ellas a través de la capacidad de retención del agua utilizable por las plantas (milímetros/metro), ésta dependerá de la textura del suelo y la profundidad a que llegan las raíces del tipo de vegetación (tabla 1).

Profundidad de las raíces en el suelo (m)	Arenoso fino	Franco arenoso	Franco limoso	Franco arcilloso	Arcilloso
0.25	25	50	100	75	75
0.50	50	75	125	100	150 200
0.75	75	125	150	200	200
1.00	100	150	200	250	300
1.25	125	200	250	300	350
1.50	150	250	300	400	400
2.00	200	300	400	400	400
2.50	250	350	400	400	400

Tabla 1. Capacidad de retención (mm/m) en el suelo en función de la relación entre la profundidad de las raíces y la textura (Cámara, 2004)

Los diagramas de balance hídrico (Figura 7) se basan en estos datos partiendo del supuesto de que la profundidad del suelo donde tiene lugar las pérdidas de agua por evapotranspiración viene definida por la profundidad del sistema radical de la vegetación, de tal manera que la capacidad de almacenamiento en agua, que es susceptible a la evapotranspiración, está definida por la **capacidad de campo** y el **punto de marchitez**. Cuando una zona tiene un contenido en humedad superior al correspondiente a la capacidad de campo, el exceso (agua gravitacional) lo pierde por gravedad, alimentando las aguas subterráneas y la escorrentía. Bocco (1989) encontró relaciones de

escorrentía contrastantes en rocas volcánicas y metamórficas en México, con texturas de suelo similares (arcillosos), estableciendo dos modelos de erosión:

1. Vertientes metamórficas: menos humedad antecedente requerida para iniciar escurrimiento > respuesta hidrológica rápida > flujos superficiales > erosión concentrada
2. Vertientes volcánicas: mayor humedad antecedente requerida > respuesta hidrológica demorada > flujos subsuperficiales > asentamientos de los suelos > erosión concentrada en zonas perturbadas

Si comparamos la precipitación (P) con la evapotranspiración potencial (ETP), se observa que existen meses a lo largo del año en los que $P > ETP$, y por lo tanto la Evapotranspiración Real (ETR) = ETP. La diferencia con la precipitación (P) se utiliza:

- 1) para que el suelo tenga una humedad equivalente a su capacidad de campo
- 2) el sobrante, por percolación, irá a la capa freática o escurrirá en superficie.

En los meses en que $P < ETP$, se cumple que $ETP > ETR$. Toda la ETP engloba a la precipitación caída en ese mes y a parte de la contenida en el suelo en el mes anterior. Para valorar la cantidad de agua que el suelo cede, se considera actuando sobre él una evapotranspiración real (ETR) equivalente a $(ETP - P)$. El agua que se evapotranspira engloba a la totalidad de la precipitación (P) y parte de la contenida en el suelo (ST). Para valorar la cantidad de agua que el suelo cede, se considera actuando sobre él una ETR. Experimentalmente se ha visto que esta cesión es inferior a la ETP considerada, siendo menor cuanto más seco es el suelo. Existe pues en el suelo, para cada mes una pérdida potencial acumulada (ppa) y una pérdida real. Para pasar de la pérdida potencial a la real Thornthwaite aporta unas tablas en las que, para una capacidad de campo dada, se relacionan las pérdidas potenciales acumuladas con la humedad que queda realmente en el suelo. De la misma manera puede deducirse la cantidad de agua que queda en el suelo, partiendo éste de un contenido de humedad inferior a la capacidad de campo, para diferentes pérdidas potenciales acumuladas.

El **déficit de humedad (Dh)**, queda definido como la diferencia entre **ETP** y **ETR**. Thornthwaite aporta para ello las tablas y en las que se hace referencia a suelos con diferentes capacidades de campo.

La **capacidad de almacenamiento del agua en el suelo (ST)** susceptible de evapotranspirarse, está definida por la denominada **capacidad de campo (CC)**. El **exceso de humedad (S)** sólo aparece

cuando $P - ETP > 0$. De tal manera que queda definida como la diferencia positiva de: $P - (ETP + (>ST))$
 Si el *exceso de humedad* es superior a la *capacidad de campo* aquel se pierde por gravedad, alimentando el acuífero y la escorrentía, de manera que siempre y cuando exista (**S**), de manera general el 50% del sobrante del mes más el 50% de la escorrentía del mes anterior alimentan la escorrentía para el mes, según los resultados empíricos de Thornthwaite y Matter.

TABLA DE BALANCE HIDRICO (Thornthwaite y Matter)											
nochitxlan; Alt.: m; Lat.: °											
Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	ΔST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	14.30	1.50	46.78	-45.28	-521.47	31.00	-6.00	7.50	-39.28	0.00	0.00
Febrero	15.20	2.10	52.77	-50.67	-572.15	25.00	-6.00	8.10	-44.67	0.00	0.00
Marzo	16.60	12.50	62.82	-50.32	-622.47	20.00	-5.00	17.50	-45.32	0.00	0.00
Abril	17.60	20.20	71.88	-51.68	-674.15	16.00	-4.00	24.20	-47.68	0.00	0.00
Mayo	17.80	64.90	75.33	-10.43	-684.58	16.00	0.00	64.90	-10.43	0.00	0.00
Junio	17.20	92.20	72.56	19.64	-480.00	35.64	19.64	72.56	0.00	0.00	0.00
Julio	17.00	62.30	70.54	-8.24	-488.24	35.00	-0.64	62.94	-7.60	0.00	0.00
Agosto	17.30	65.10	71.24	-6.14	-494.37	34.00	-1.00	66.10	-5.14	0.00	0.00
Septiembre	16.60	90.10	64.08	26.02	-354.00	60.02	26.02	64.08	0.00	0.00	0.00
Octubre	16.10	27.30	59.16	-31.86	-385.86	53.00	-7.02	34.32	-24.84	0.00	0.00
Noviembre	15.20	5.00	51.68	-46.68	-432.55	43.00	-10.00	15.00	-36.68	0.00	0.00
Diciembre	14.50	3.70	47.35	-43.65	-476.19	37.00	-6.00	9.70	-37.65	0.00	0.00
TOTAL	16.28	446.90	746.20	-299.30	--	--	--	446.90	-299.30	0.00	0.00

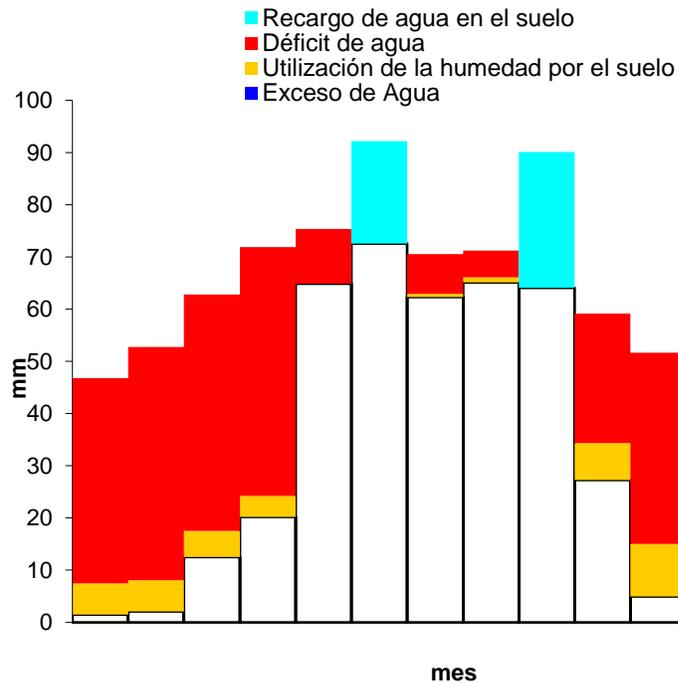


Figura 7. Ejemplo de diagrama de balance hídrico. Estación climática de Nochitlán

2.4 Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE)

La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo fue desarrollada por Wischmeier (1960) para el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América (USDA), con la intención de generar una fórmula que pudiera calcular las tasas de erosión en campos agrícolas con un carácter generalizado y aplicable a cualquier tipo de terreno. Con la siguiente fórmula:

$$\text{Ecuación USLE} = R \times K \times LS \times C \times P$$

R= erosividad, entendida como la capacidad de la lluvia de erosionar el suelo medida a través de su intensidad y duración

K= erodabilidad, que es la susceptibilidad del suelo a ser erosionado, el cual depende de la textura, la estabilidad de los agregados, la capacidad de infiltración y el contenido de materia orgánica

LS= pendiente y longitud de la ladera

C= cobertura vegetal

P= manejo del terreno (prácticas agrícolas)

Esta fórmula ha sido aplicada desde entonces a terrenos de diferentes partes del mundo, pero tiene sus limitaciones tanto geográficas como conceptuales. Una limitación importante es que no puede ser aplicada en áreas con erosión en cárcavas, ya que se desarrolló en terrenos afectados por erosión pluvial y laminar.

2.5 Geomorfometría de la erosión con fotogrametría digital y Structure for Motion (SfM)

De acuerdo con Lugo (1988), los procesos endógenos son los encargados de las deformidades de la superficie terrestres y los procesos exógenos son los encargados de nivelar la superficie mediante la destrucción de las elevaciones a través de la erosión. No obstante, la dinámica de estos procesos varía en tanto en cuanto se modifiquen sus variables de latitud, altitud, pendiente, clima y tipo de roca (Peltier, 1950; Strakhov, 1967; Chorley 1964; Leopold, 1964). Los trabajos de geomorfometría se han usado históricamente para caracterizar el relieve, y las variables más comunes utilizadas para

tal fin son la densidad de disección (longitud de drenaje/área), la disección del relieve o profundidad de la erosión, la energía del relieve y los órdenes de drenaje. En México tenemos una gran cantidad de este tipo de trabajos, la mayoría tesis de licenciatura o maestría; mencionando sólo los más contemporáneos (García, 2011; Velázquez, 2012; Castrejón 2013; Santos 2016) y artículos de investigación (López, 1987; Fuentes, 2004). Estos trabajos se realizan normalmente con modelos digitales de elevación con una resolución de 15 m/píxel, ya que es la más disponible (descarga gratuita de INEGI) y utilizada para trabajos a nivel nacional.

Este trabajo busca caracterizar morfométrica y morfográficamente la erosión hídrica mostrando modelados de la erosión por unidad geomorfológica a través de MDE fotogramétricos de alta resolución para alcanzar los objetivos propuestos. Para ellos, se trabajará con modelos digitales de elevación de 4 metros/píxel para las unidades de paisaje geomorfológico y las subunidades de Modelado Erosivo (UME). Con el objetivo de realizar el análisis geomorfométricos con mayor peso en el factor litológico, posteriormente se trabajó con MDE a 10 cm/píxel sobre 3 litologías sobre una misma ladera, manteniendo así constante la pendiente (20 ° de inclinación) y la exposición, obteniendo con ello las mismas condiciones de intemperismo. Ésto nos mostrará más de la expresión de la erosión hídrica sobre la roca *per se* que por el relieve en sí.

Fotogrametría Digital y *Structure for Motion (SfM)*

La fotogrametría clásica se basa en el principio de estereoscopia a través de imágenes aéreas con más de un 60% de sobreposición, obteniendo la visualización del terreno en 3 dimensiones a partir de la fotografía de un objeto desde más de un ángulo. La fotogrametría digital se sirve de este principio para generar MDE's fotogramétricos con fotografías digitales obtenidas con cualquier aparato. Posteriormente, estos Modelos Digitales de elevación (MDE), terreno (MDT) ó superficie (MDS) en 3D, permiten la medición de pérdidas de volúmenes sobre el terreno comparando MDE's de diferentes fechas (DoD's, Dems of Differences en inglés) (Wheaton et al., 2010, 2013; Williams, 2012, Fernández de Castro, 2018).

La técnica *Structure for Motion (SfM)* facilita la obtención, procesamiento y producción de estos productos derivados de la fotografía digital. En este caso, una nube de puntos con información XYZ para generar estos MDE's a partir de la triangulación de puntos (TIN) o creando una malla (GRID) a partir de la información de los puntos que recaen en cada píxel, éstos darán el valor en altura a cada

píxel en el MDE. Una vez integradas las fotos en el software, los puntos coincidentes en varias fotos se extraen con su información espacial ya incluida, obteniendo una nube de puntos con información XYZ y su información en RGB cuando son fotos a color (prácticamente todas hoy). Esta nube de puntos en formato .LAS (igual que las nubes de puntos LIDAR), es la que se utiliza para generar los MDE. Esta técnica la desarrolla Ullman (1979) para objetos en 3D desde diferentes puntos de vista a partir de algoritmos. Los nuevos softwares de fotogrametría digital se sirven de estos algoritmos para crear las nubes de puntos a partir de la información espacial de las fotografías ya georreferenciadas que toma el dron (Figura 8). Esto permite solventar los ajustes de orientación de las fotografías de forma automatizada y confiable, ya que éstas además de su posición geográfica, incluyen la orientación en todos los ejes y la distancia focal de la cámara integrada. El geoposicionamiento de cada fotografía es no sólo en coordenadas XYZ sino también en $\omega \phi \kappa$ (valores de rotación del eje del aparato que pueden afectar cada fotografía), lo que asegura la correcta geometría de los modelos.

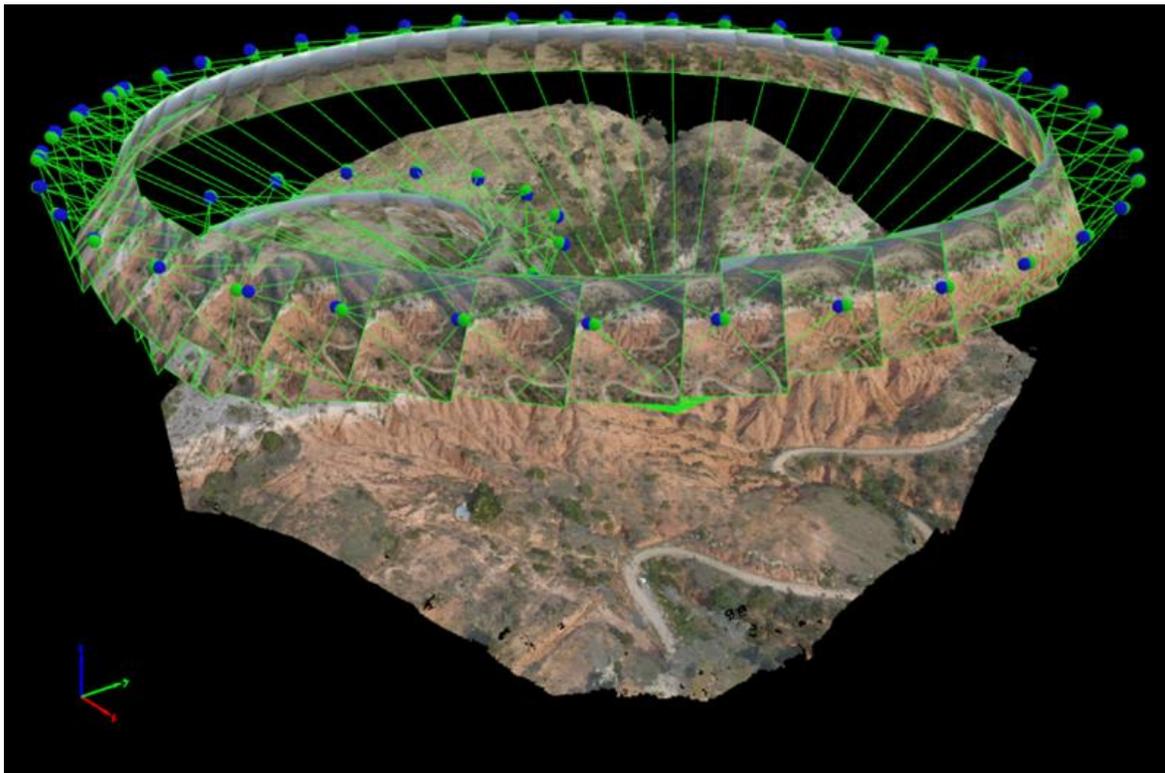


Figura 8. Geoposicionamiento de las fotografías y nube de puntos en *Structure for Motion (SfM)*

Capítulo 3. Metodología

3.1 Unidades de paisaje geomorfológico (UPG) y unidades de modelado erosivo (UME)

Las UPG resultan de la unión de la morfología del terreno y su geología. La clasificación geomorfológica se basó en el trabajo de Ortíz et al. (2016) con modificaciones y ampliaciones propias ajustadas a nuestro objeto de estudio con base en el trabajo de Schlaepfer (1976), por ser el más preciso en la descripción litológica y mineralógica. Estos autores observaron una disposición conjunta de estas variables relacionadas con un tipo determinado de erosión. De esta manera se pudo determinar las siguientes UPG's:

- Cima y ladera de montaña con Andesita Yucudaac
- Ladera alta de montaña con toba Llano de lobos
- Ladera baja erosiva con Formación Yanhuitlán
- Lomeríos redondeados con Formación Sosola
- Montañas calizas
- Terrazas con aluvión

Esta relación geomorfológica nos ofrece una sólida base sobre la que posteriormente analizamos espacialmente el modelado de la erosión hídrica, obteniendo así las unidades de modelado erosivo (UMEs). Éstas serán, por tanto, una subdivisión de las UPGs según el tipo de modelado erosivo y su intensidad.



La delimitación de estas unidades consistió en un trabajo de análisis espacial con la sobreposición de estas variables en un Sistema de Información Geográfica (ARCGIS 9.3), basada en la metodología de generación semiautomatizada de unidades de paisaje de Priego et al. (2008), con un área mínima cartografiable de 1 Ha. (Salitchev, 1979).

3.2 Fotogrametría digital y geomorfometría de la erosión

3.2.1 Levantamiento fotogramétrico de MDE con resolución de 4 mtrs/píxel

Para realizar el MDE a 4 metros/píxel de resolución de toda la cuenca se utilizaron 7 fotografías aéreas digitalizadas de INEGI a escala 1: 80,000 con un solape superior al 60%. Éstas, a diferencia de las fotografías aéreas actuales, requirieron de procesos de geolocalización y ajustes geométricos, así como un tratamiento adicional antes de incluirlas en el software fotogramétrico:

1.- Tratamiento previo. Antes de incluir las fotografías aéreas al software fotogramétrico PIX 4D, se eliminó información innecesaria de las fotografías que podría causar ruido en el proceso fotogramétrico. Consistió en eliminar de las fotos aéreas digitales todo lo que no fuera imagen fotográfica, realizando un corte a partir de las marcas fiduciales (Figura 9).

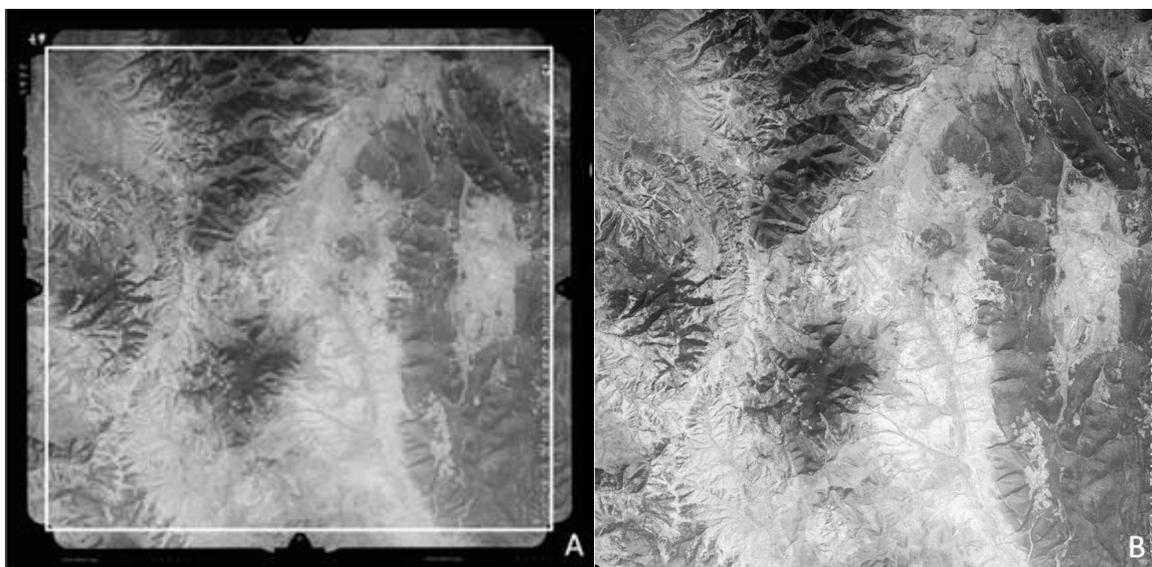


Figura 9. (A) imagen antes de recortar con línea de recorte por marcas fiduciales y (B) imagen recortada

2.- El proceso de geolocalización y ortorrectificación de las fotografías aéreas se realizó a través de puntos de control terrestre (GCP) y puntos de amarre (MTP) coincidentes en varias fotos. El valor Z se obtuvo de los modelos Digitales de elevación ASTER con resolución a 30 metros, disponibles en línea en los Web Map Services (WMS). El proceso de ortorrectificación se realizó con el software

fotogramétrico PIX 4D conociendo la distancia focal de la cámara (en este caso 153 mm). Con esta información el software puede corregir las inclinaciones del vuelo a la hora de toma de la foto.

3. Una vez concluido el paso 2 tenemos las fotos preparadas para la restitución fotogramétrica del terreno a partir de una nube de puntos que contiene información XYZ en formato LAS. Esta nube de puntos es la fuente de información que alimenta cada píxel del MDE a 4m/píxel de resolución (Figura 10).

4. El MDE se creó en el Sistema de información Geográfica GLOBALMAPPER V. 17 con el comando CREATE ELEVATION MODEL, opción *minimum binning*. Esta técnica toma los valores de todos los puntos que entran en cada píxel y le transfiere el valor según la elección del usuario. En este caso se tomó la opción del valor mínimo para crear el modelo más superficial posible.

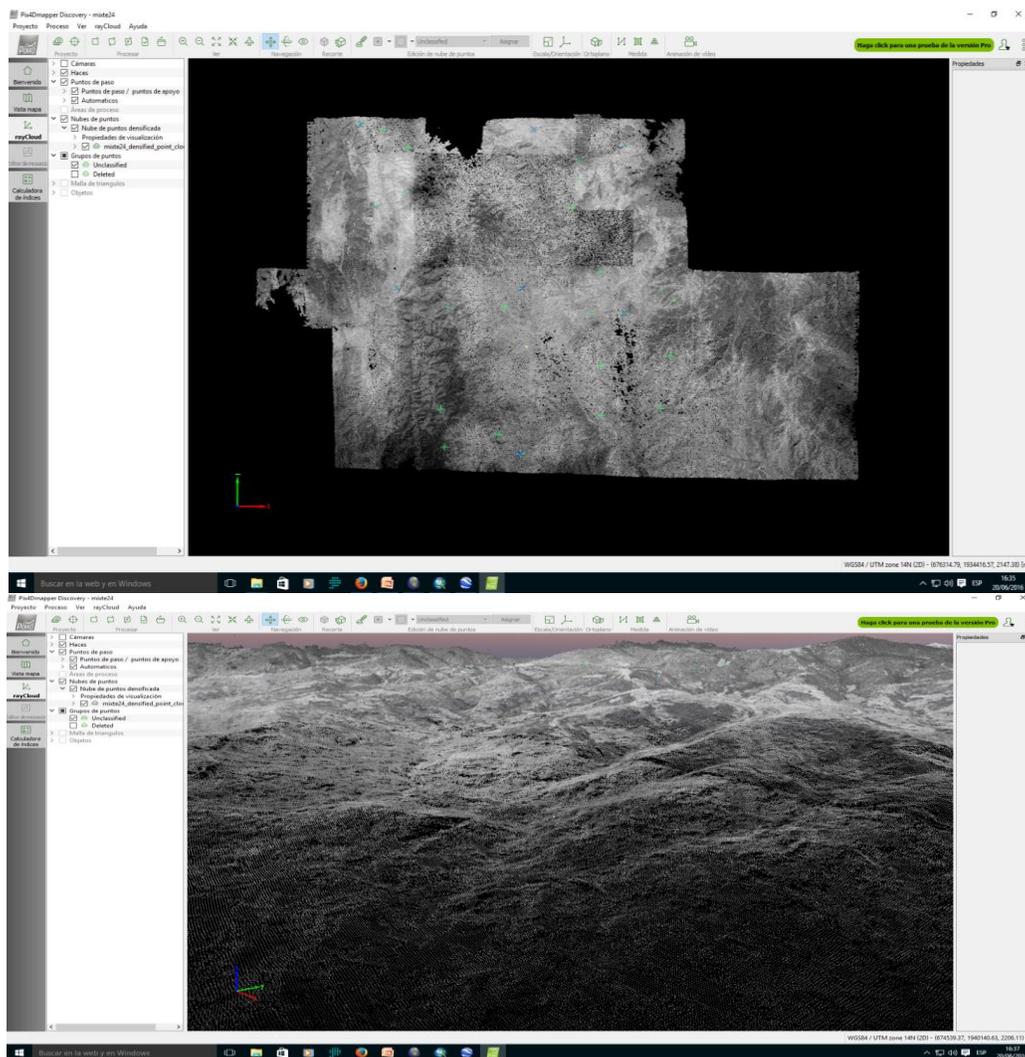


Figura 10. Nube de puntos resultante del proceso fotogramétrico en Pix4D

3.2.2 Levantamiento fotogramétrico de MDE de alta resolución (10 cm/píxel) con drones

1. Se realizó un vuelo fotogramétrico tipo POI (Point Of Interest) con el dron DJI®, modelo Phantom 3 en el software DJI GO. Este tipo de vuelo consiste en elegir un punto central sobre el cual volar con una altura y radio determinados realizando fotografías aéreas oblicuas con una sobreposición suficiente para poder generar la nube de puntos a partir de estereoscopía. En este caso se realizó un vuelo a 120 m de altura y 150 m de radio del punto central, obteniendo un total de 68 fotos con más del 60% de sobreposición. Se usaron 6 puntos de control, que sirvieron también para calcular el error del DoD (Figura 11).

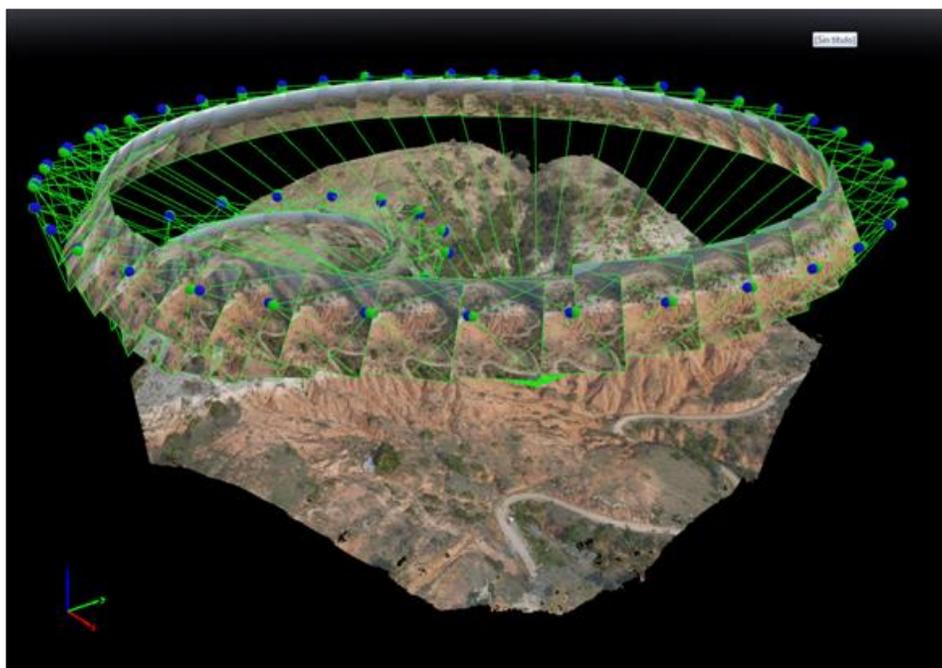


Figura 11. Vuelo tipo POI realizado e imágenes tomadas desde el dron

2. Una vez realizado el trabajo en campo, se procedió a la descarga e inclusión de las imágenes al software fotogramétrico Pix4D. Una de las ventajas de los drones es que las imágenes ya están geolocalizadas, con lo que el software genera la nube de puntos automáticamente sin necesidad de establecer puntos de amarre entre las fotos. Por otro lado, el software ya conoce los datos técnicos de la cámara que soporta el dron, como distancia focal y variaciones alfa, beta y gamma producidas por el movimiento de la aeronave, que vienen incluidas en los metadatos de las fotos, con lo que al insertar las fotos al software ya queda resuelta su geometría. El proceso en el software fotogramétrico Pix4D fue el siguiente:

1. Selección e inserción de fotos al software (se incluyeron sólo las fotos que se tomaron durante el plan de vuelo tipo POI para asegurar una mejor geometría en la nube de puntos). El resto se descartó para causar el menor ruido posible
2. Generación de mosaico y nube de puntos con información XYZ y tonalidad cromática.
3. Densificación de nube de puntos (figura 12).
4. Exportar nube de puntos en formato LAS.

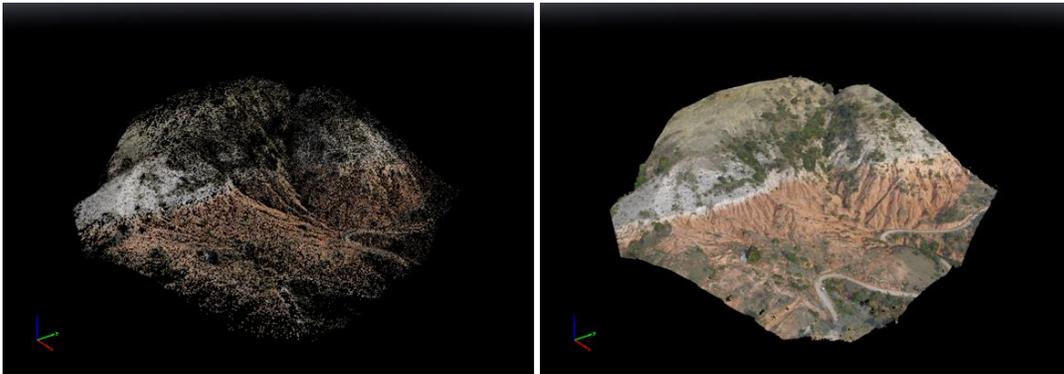


Figura 12. Nube de puntos sin densificar y nube de puntos densificada

3. Una vez obtenida la nube de puntos (LAS) se generó el Modelo Digital de Elevación (MDE) en formato ráster a la resolución de 10 cm el píxel con GLOBALMAPPER 16 (figura 13).

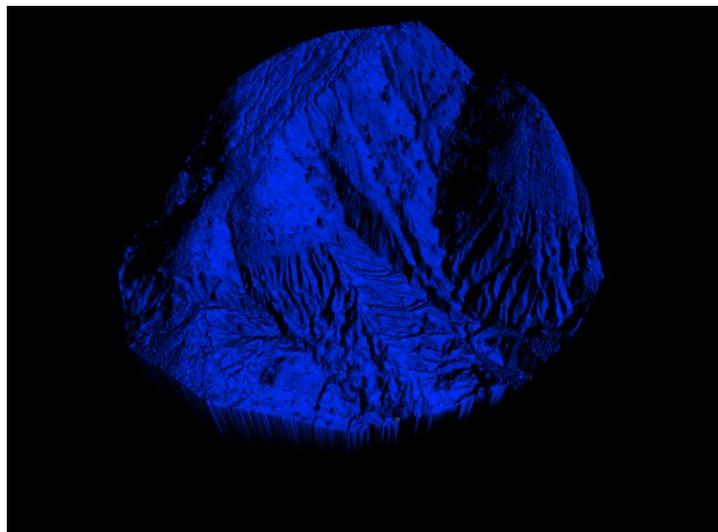


Figura 13. Modelo digital de superficie a 10 cm de resolución

3.2.3 Análisis morfogramétrico por UPG y por litología

A los Modelos Digitales de Superficie (MDE) se les generó un análisis hídrico superficial por litología con la herramienta WATERSHED en el software GLOBALMAPPER v.17 (figura 14). Esta herramienta dibuja los cauces y sus áreas de captación a partir de la morfología del terreno, es decir, utiliza la información altimétrica de los píxeles para reconocer el escurrimiento superficial que se generaría píxel a píxel, dibujando los parteaguas de éstos y la acumulación del escurrimiento en cauces. Esta información se extrajo en formato *shp.*, el cual se trasladó a ARCGIS para el tratamiento de la base de datos y su posterior estudio estadístico.

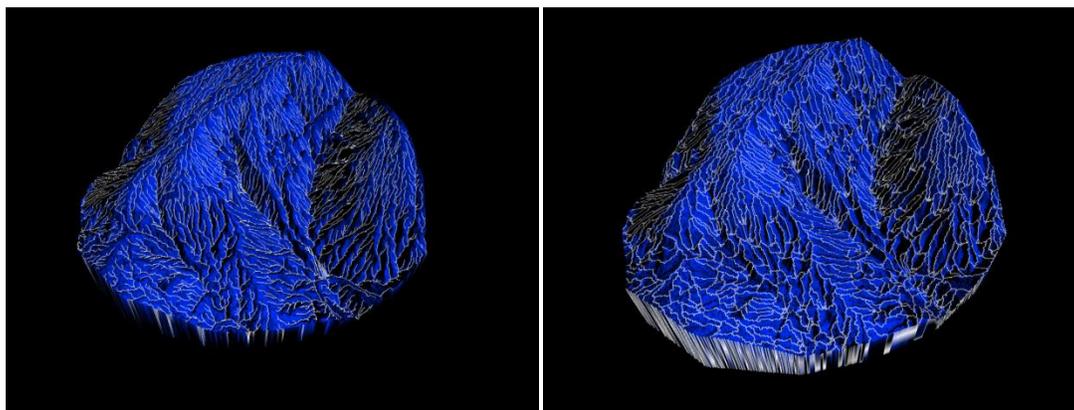


Figura 14. cauces y sus cuencas de captación en MDE a 10 cm de resolución

Una vez obtenida la red de drenaje y sus áreas de captación se procedió al análisis geomorfométrico de la erosión a dos escalas: 4 metros de resolución, con las que se establecerán las diferencias en los parámetros geomorfométricos de las unidades de Modelado erosivo en toda el área de estudio (508.68 km²); y 10 centímetros de resolución, para establecer los patrones de erosión de 3 litologías sobre una misma ladera, usando parcelas de muestreo de 50 x 50 metros (2500 m²). Ésta última con la intención de analizar la erosión con las mismas condiciones de intemperismo y relieve. La figura 15 muestra los cauces generados por los MDE a 4 metros de resolución (por falta de fotografía aérea que cubra la totalidad del área de estudio, quedaron zonas sin generarse cauces). Por tanto, se analizaron los datos de cuencas de captación en dichas zonas, las zonas restantes quedan excluidas de los estudios morfométricos.

El análisis hídrico superficial sobre los modelos digitales de terreno a 4 m de resolución consistió en tomar las microcuencas que se encontraban exclusivamente dentro de cada unidad de paisaje geomorfológico y analizar su morfometría, tanto general como por cada cauce que se forma en el

terreno durante los procesos de erosión hídrica. El objetivo de combinar los datos por microcuenca y por cauce es la búsqueda de unas primeras relaciones del comportamiento hidrológico superficial y la litología, sin olvidar la influencia que el relieve ejerce sobre la red de drenaje (Howard & Kerby, 1983; Godínez-Tamay et al., 2020)

Los parámetros geomorfométricos que se analizaron fueron: (a) La longitud de los cauces (metros lineales); (b) El tamaño de cuencas de captación de los cauces (ha); (c) La densidad de drenaje (mtrs/ha) y (d) la disección vertical (m), la cual nos dará la capacidad de incisión de los cauces. El análisis estadístico de estos parámetros morfométricos se realizó a través de la comparación tipo a tipo con validación del test de ANOVA y test de TUKEY y la representación de las medias por tipo litológico como medida de tendencia central.

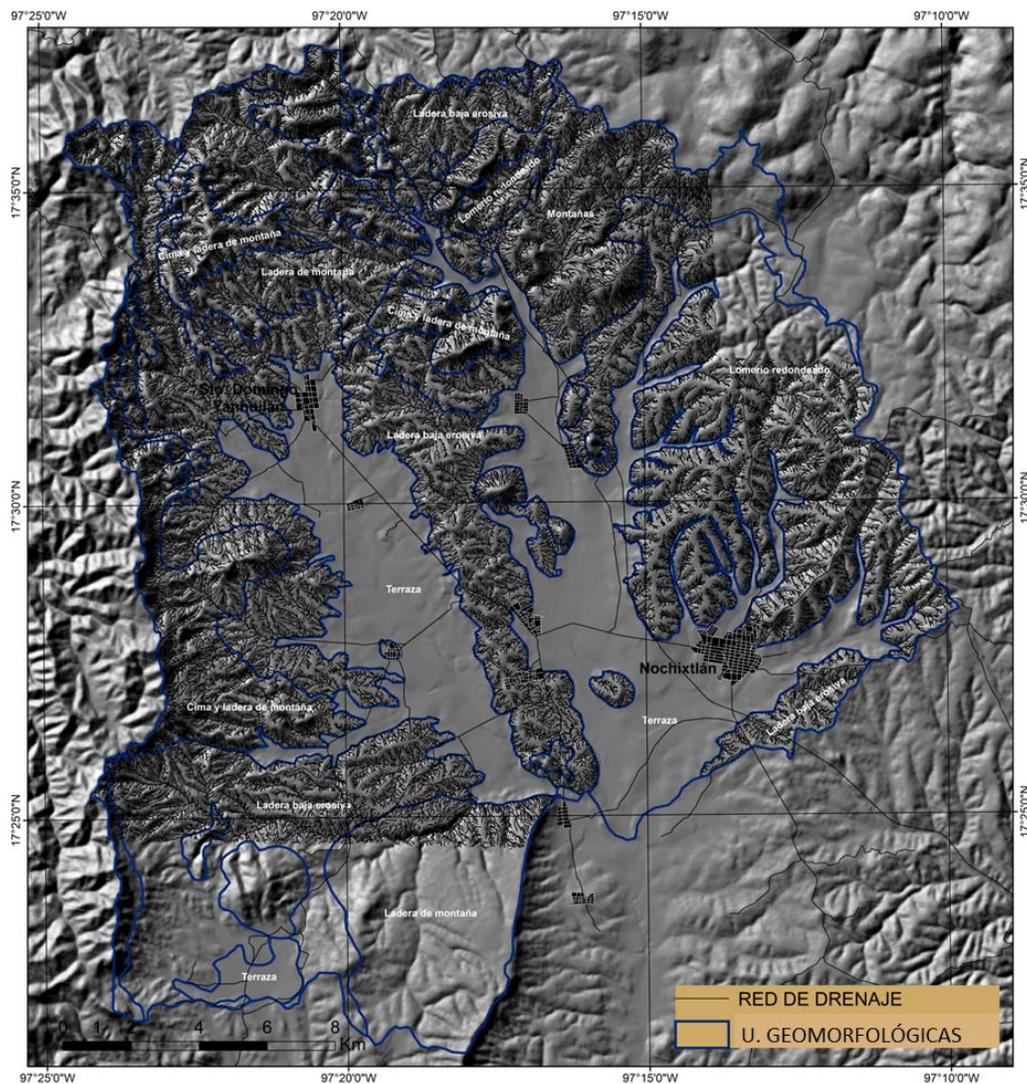


Figura 15. Cauces en MDE a 4 metros resolución

Para la escala a 10 cm de resolución se crearon parcelas de análisis de 50 x 50 m, de donde se extrajeron los cauces y sus áreas de captación que se encontraban por completo dentro de la parcela de muestreo con el objetivo de comparar la geomorfometría por litología (figura 16).

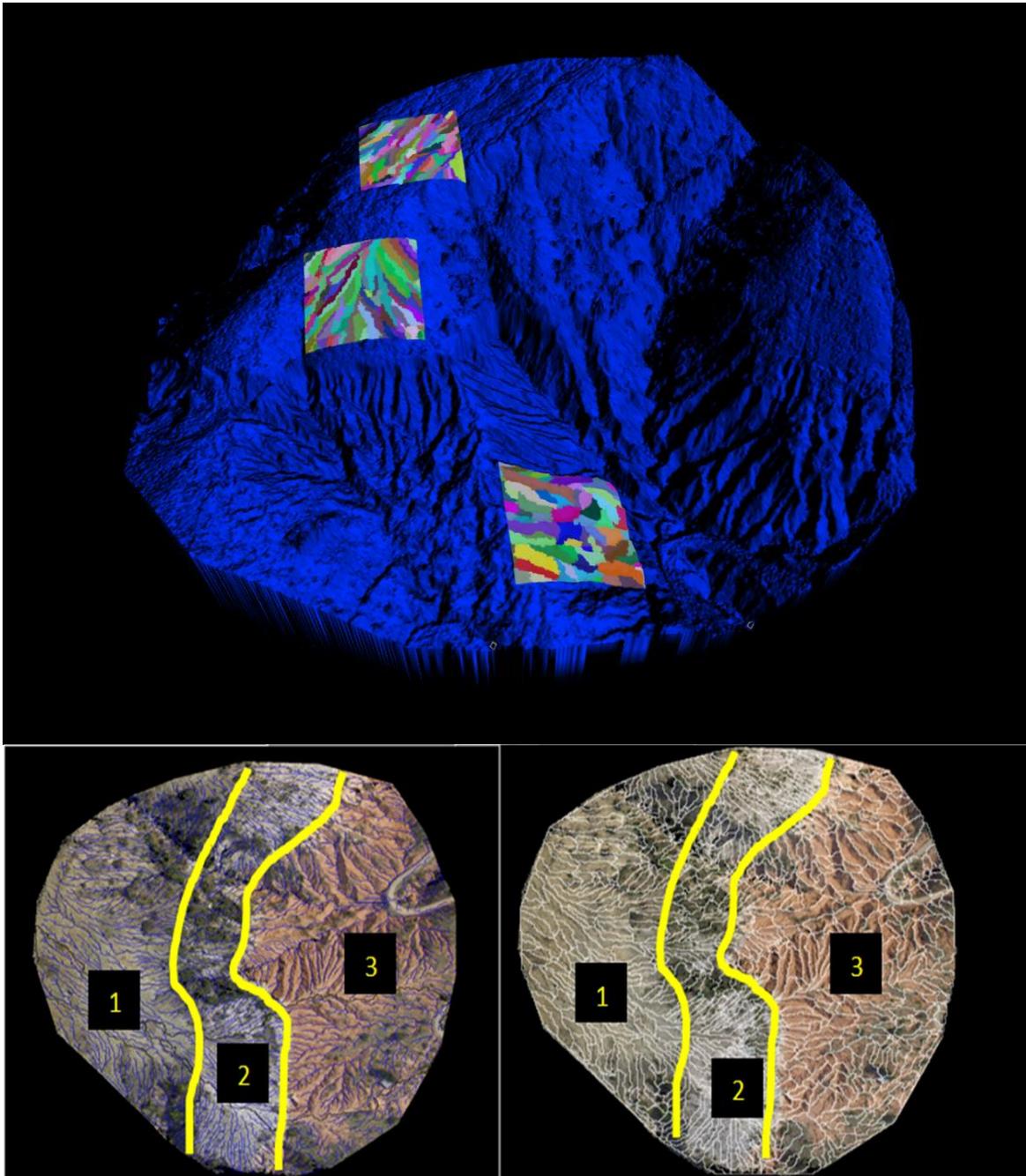


Figura 16. Parcelas de muestreo en MDE a 10 cm de resolución (nivel facie). (1) Andesita, (2) Toba, (3) Formación Yanhuatlán

3.2.4 Parámetros geomorfométricos y su análisis estadístico

Los parámetros morfométricos utilizados para analizar las UPGs fueron la longitud de drenaje, el área de captación, la densidad de disección y la disección vertical. Estos 4 parámetros fueron calculados por microcuena litológica sobre el MDE a 4 mtrs/píxel, es decir, cauces que pertenecen a una misma red de drenaje en cada tipo de litología. Esto con con el objetivo de encontrar variables que expliquen las diferencias en el modelado del paisaje por UPG a través de la combinación de las diferencias entre las longitudes de los cauces, sus áreas de captación y la incisión producida por estos cauces.

- La longitud de drenaje será la suma de la longitud total de todos los cauces en cada microcuena en el MDE a 4 m/píxel. En el MDE a 10 cm/píxel se medirá la longitud máxima y la longitud media individual de cada cauce para obtener diferencias métricas en el desarrollo de los cauces por litología
- El área de captación, de manera similar al parámetro anterior, se analizará por microcuena y parcela de muestreo para conocer si hay diferencias en los tamaños por litología
- La densidad de drenaje será resultado del cociente entre longitud de drenaje y área de captación (Longitud de drenaje/área de captación)
- La disección vertical nos mostrará la incisión de estos cauces. Este parámetro se calculará de la diferencia de altura por área, de igual forma se hará por microcuena y por parcela de muestreo.

Todos los resultados obtenidos fueron sometidos posteriormente a las pruebas estadísticas de ANOVA y TUKEY para conocer si existían diferencias por UPG con una significancia del 95% o un error del 0,05 %. Estas técnicas estadísticas simples permiten agrupar unidades geomorfológicas de manera pragmática y compararlas estadísticamente (Bocco, 1989). El objetivo es analizar las diferencias de estas variables (longitud de cauce, área de captación, densidad de disección y disección vertical) por tipo de Unidad de Paisaje Geomorfológico, comparándolas una a una.

3.2.5 Cálculo de erosión por comparación de Modelos Digitales de elevación de diferentes fechas (DoD, DEM of Difference)

El cálculo de erosión por litología se realizó comparando los MDE a 10 cm de dos fechas significativas, antes y después del periodo de lluvias, para ver el volumen de material que se pierde por litología. Las fechas fueron el 16 de mayo y el 26 de septiembre de 2016 y la cantidad de precipitación medida entre estas fechas fue de 523 mm (Estación climatológica de INIFAP en Santo Domingo Yanhuitlán).

Para poder comparar ambos MDE se geoposicionaron exactamente sobre 3 puntos de control terrestre (GCP) tomados con GPS de alta precisión en estructuras que no van a ser modificadas por la erosión como estructuras viales, construcciones, etc. (figura 20), asegurando de esta manera la misma orientación relativa de ambos y se calibró con la estación geodésica más cercana, en este caso la de Nochixtlán a 29 km, para geolocalizarlos también con precisión en el espacio (geoposición absoluta) (Gómez et al., 2016; Turner et al., 2015).

La comparación de MDE se realizó con álgebra de mapas en el Sistema de Información Geográfica (Arc GIS 10.2). La operación consistió en restar el modelo del día 26/09 al del día 16/05, de manera que se genera un nuevo MDE con valores negativos en las zonas donde se ha producido la erosión.

$$**MDE1 (26 Sep)- MDE2 (16 Mayo) = DEM OF DIFFERENCE (DoD)**$$

Conociendo el tamaño del píxel (10 cm) podemos establecer el cambio en volumen por píxel. Para ello se multiplicó x100 el DOD dándonos la tasa de volumen de cambio (para realizar esta operación se pasó antes la información de MDE CAMBIO de metros a centímetros).

$$**MDE CAMBIO x 100= MDE VOLUMEN**$$

De esta manera, al sumar el valor de todos los píxeles en negativo nuestras parcelas de análisis en MDE VOLUMEN obtenemos la pérdida de suelo en volumen de cada unidad litológica en 2500 m². Con una pendiente del 20 %, orientación SE y una precipitación de 532 mm (periodo de lluvias). Con este dato pudimos calcular tasas de erosión en m³/m² y m³/ha. Una vez calculada la pérdida en volumen, si tenemos los datos de densidad aparente de cada formación superficial podemos calcular la pérdida de erosión en masa mediante la fórmula:

$$**Masa =Densidad aparente * Volumen**$$

Cálculo de error entre modelos

Para calcular el error en las mediciones se establecieron 6 puntos de chequeo en zonas de no cambio. Se usaron los 3 puntos usados para anclar los modelos y 3 independientes en las zonas circundantes al modelo para calcular el error en la geometría y posición de los modelos en Z, ya que X y Y queda resuelta en el software con los puntos GCP's a través del geoposicionamiento de cada fotografía. La distribución de los puntos se delimitó a las posibilidades que ofrecían la zona según las estructuras fijas que en ella se encontraban, persiguiendo siempre la mejor relación geométrica por triangulación (figura 17). El error, por tanto, se calculó tomando la diferencia altimétrica máxima de estos 6 puntos, de efectivo carácter fijo, entre el MDE1 y el MDE2.

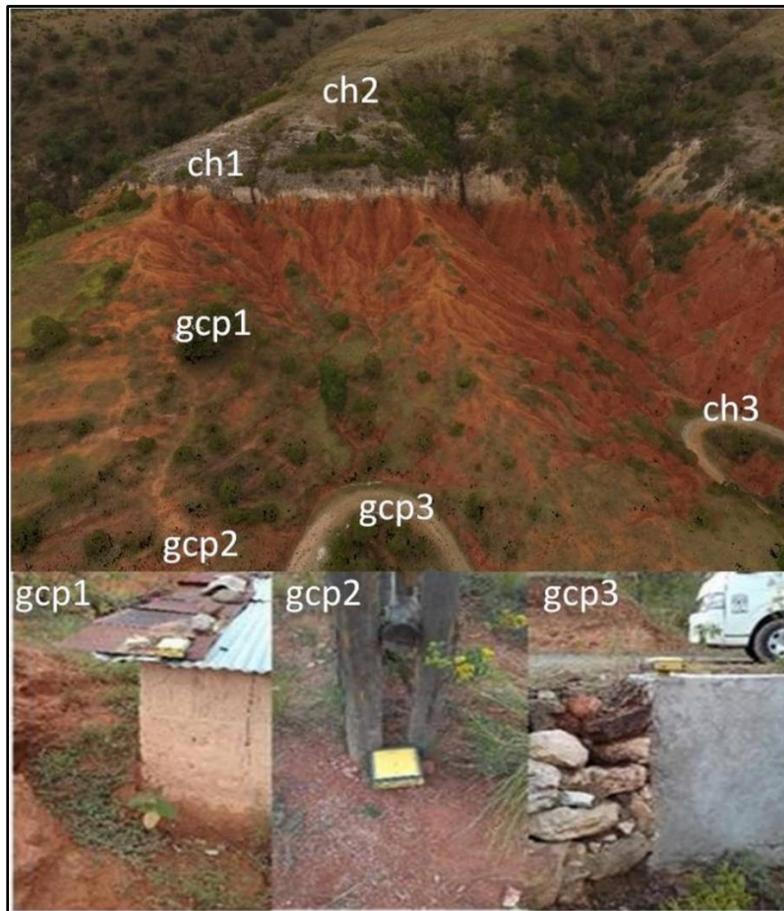


Figura 17. Puntos de control y chequeo del modelo

Los errores de estos puntos oscilan entre 1 y 5 cm (tabla 2). Por tanto, se tomará el valor máximo de error altimétrico (5 cm) para calcular el error máximo en volumen y masa. Este error es debido

a las diferencias geométricas en la triangulación de las nubes de puntos, los cuales no coinciden en la misma posición entre los dos modelos. Esto provoca que al extraer la información altimétrica de los modelos con los puntos GPS exista una diferencia altimétrica en los MDE, ya que es muy poco probable que un punto de la nube de puntos se posicione exactamente sobre el punto GPS. Estas variaciones se han insertado como error al generar los MDE, ya que son homogéneas en todo el modelo. Para disminuir el error es necesario realizar un vuelo más cercano que elimine estas variaciones espaciales en la nube de puntos de manera que la triangulación sea más suavizada

Los puntos de chequeo **ch1**, **ch2** y **ch3** se colocaron en zonas de no cambio cercanas a las parcelas de muestreo para determinar si el error aumentaba en dichas zonas por su lejanía. El error de estos puntos es similar al de los puntos de anclaje, por lo que los dos modelos se pueden considerar parejos geométricamente con un error máximo de 5 cm por píxel. De esta manera se procedió a sumar este valor a *MDE CAMBIO* para obtener cuantitativamente el volumen y masa de error correspondiente a esta diferencia altimétrica.

PUNTO	LONGITUD	LATITUD	ALTURA MDS1	ALTURA MDS2	ERROR (m _{ds2} -m _{ds1})
ch1	17.580	-97.391	2471.287	2471.276	-0.011
ch2	17.580	-97.392	2486.790	2486.758	-0.032
ch3	17.581	-97.391	2413.255	2413.244	-0.011
GCP1	17.580	-97.391	2454.489	2454.434	-0.055
GCP2	17.580	-97.390	2441.897	2441.881	-0.016
GCP3	17.581	-97.390	2434.385	2434.339	-0.046

Tabla 2. Diferencias en altura medida en los puntos de verificación entre los modelos MDE1 y MDE2 de donde se obtiene el error del DoD (Dem's of Difference) en metros.

El error de los modelos también depende de la calidad de los fotogramas. Llena et al. (2018) analizó cambios históricos en la morfología fluvial del río Conca en España a partir de fotografía aérea analógica tomada de aviones. La calidad de fotogramas modernos tomados con dron es de vital importancia para los cálculos de erosión en volumen y masa ya que permite evaluar los cambios sin límite de temporalidad. Para calcular el error es necesario realizar Modelos Digitales de Elevación de diferencia ó DoD's, estableciendo puntos de control sobre zonas que sabemos no tendrán cambio. Nadal et al. (2014) aplica esta técnica en procesos de erosión y deposición en cárcavas obteniendo errores cuadráticos medios (RMS) de 0.025 m. Torowski y Cook (2017) evalúa la efectividad de los modelos generados a partir de fotogrametría con drones y establece tasas de error media RMS de 0.017 m. El RMS en este trabajo se sitúa en 0.028 m.

3.3 Cálculo del balance hídrico de Thornthwaite-Matter

El balance hídrico de Thornthwaite y Matter (1957) se calculó de manera automatizada en la aplicación macro de Excel **HidroBio 3.0**, desarrollado por el grupo de trabajo de Estudios Tropicales y Cooperación Técnica al desarrollo (PAI RNM-273) de la Universidad de Sevilla (al cual pertenece el sustentante de este trabajo).

Esta aplicación se alimenta con datos de localización: altitud y latitud del lugar; características del suelo (textura y capacidad de retención) y vegetación; y los datos climáticos de temperatura y precipitación, extraídos de las estaciones climáticas de la zona de estudio (Figura 18).

Datos de la Estación: Localización, Precipitación y Temperatura		
- Datos de Localización		
Nombre de la Estación	nochitxlan	
Años observación		
Altitud		
Latitud (precisa)		
País		
Estado o Aut.		
Provincia		
Municipio		
- Datos de T y P		
Mes	Temperatura	Precipitación
Enero	14.30	1.50
Febrero	15.20	2.10
Marzo	16.60	12.50
Abril	17.60	20.20
Mayo	17.80	64.90
Junio	17.20	92.20
Julio	17.00	62.30
Agosto	17.30	65.10
Septiembre	16.60	90.10
Octubre	16.10	27.30
Noviembre	15.20	5.00
Diciembre	14.50	3.70
Temperatura básica de Intensidad bioclimática		
Real	17.03	
Libre	16.96	
Capacidad Retención	200	
Uso del suelo	Cultivo de raíces profundas (praderas, arbustos)	
Tipo de suelo	Franco limoso	
Latitud para cálculo	15°N	
Índice de desecación		29.73
Índ. encharcamiento		50.00
Índ. Ombrotérmico		-40.11
Índ. Termicidad comp.		393.83
Temperatura positiva		195.40
Amplitud term. Anual		3.50



Grupo de Trabajo Estudios Tropicales y Cooperación Técnica al Desarrollo
Grupo PAI Cuaternario y Geomorfología RNM-273



Figura 18. Interfaz de inclusión de datos de la plataforma Hidrobio 3.0

Todas las variables e índices referentes al balance hídrico y bioclimático fueron calculadas por esta aplicación en función de los procesos de cálculo descritos en el **Anexo 1**. La tabla 3 muestra un ejemplo de las tablas generadas para la estación de Nochixtlán.

TABLA DE BALANCE HIDRICO (Thorntwaite y Matter)											
nochitxlan; Alt.: m; Lat.: °											
Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	ΔST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	14.30	1.50	46.78	-45.28	-521.47	31.00	-6.00	7.50	-39.28	0.00	0.00
Febrero	15.20	2.10	52.77	-50.67	-572.15	25.00	-6.00	8.10	-44.67	0.00	0.00
Marzo	16.60	12.50	62.82	-50.32	-622.47	20.00	-5.00	17.50	-45.32	0.00	0.00
Abril	17.60	20.20	71.88	-51.68	-674.15	16.00	-4.00	24.20	-47.68	0.00	0.00
Mayo	17.80	64.90	75.33	-10.43	-684.58	16.00	0.00	64.90	-10.43	0.00	0.00
Junio	17.20	92.20	72.56	19.64	-480.00	35.64	19.64	72.56	0.00	0.00	0.00
Julio	17.00	62.30	70.54	-8.24	-488.24	35.00	-0.64	62.94	-7.60	0.00	0.00
Agosto	17.30	65.10	71.24	-6.14	-494.37	34.00	-1.00	66.10	-5.14	0.00	0.00
Septiembre	16.60	90.10	64.08	26.02	-354.00	60.02	26.02	64.08	0.00	0.00	0.00
Octubre	16.10	27.30	59.16	-31.86	-385.86	53.00	-7.02	34.32	-24.84	0.00	0.00
Noviembre	15.20	5.00	51.68	-46.68	-432.55	43.00	-10.00	15.00	-36.68	0.00	0.00
Diciembre	14.50	3.70	47.35	-43.65	-476.19	37.00	-6.00	9.70	-37.65	0.00	0.00
TOTAL	16.28	446.90	746.20	-299.30	--	--	--	446.90	-299.30	0.00	0.00

Tabla 3. Ejemplo de balance hídrico (estación climática de Nochitlán)

3.4 Energía potencial de la erosión

La **Energía potencial de la erosión (EPE)** sobre el terreno se analizó a través de álgebra de mapas. Para ello se superpusieron las capas digitales (shp) de densidad de disección, pendiente y la cobertura de la vegetación (SAVI) bajo la premisa de una mayor intensidad de erosión en zonas que cumplan las 3 condiciones de: mayor densidad de disección y mayor pendiente y zonas con menor cobertura de la vegetación. De la combinación de estas variables resultó el mapa de energía potencial de la erosión, bajo la siguiente fórmula:

$$\text{ENERGÍA POTENCIAL DE LA EROSIÓN} = (\text{DD} + \text{PENDIENTE}) * (f) \text{ SAVI}$$

Donde: DD= densidad de disección / f= factor SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index)

Para poder llevar a cabo esta álgebra de mapas se clasificaron los valores de cada variable en 3 clases (tabla 4). Los valores de SAVI se clasifican en cuatro clases que van de 1 para una mínima cobertura a 0 para una máxima cobertura.

CLASES	DD (m/100 m ²)		PENDIENTE media (grados)		SAVI media
1	0-334 (+1)	+	0-16 (+1)	X	-0.20 - -0.13 (x 1)
2	334-667 (+2)		16-32 (+2)		-0.13 - -0.06 (x 0.75)
3	667-1000 (+3)		32-48 (+2)		-0.06 - 0.00 (x 0.5)

Los valores de SAVI por encima de 0.00 están sujetos a alta cobertura de vegetación. Los valores incluidos en esos píxeles se multiplican por 0, lo que implicará ausencia de erosión.

Tabla 4. Clases definidas para densidad de disección (DD), PENDIENTE y SAVI

Esta operación se realizó con álgebra de mapas en el SIG, generando una malla de celdas con tamaño de 100 m², de manera que pueda ser caracterizado el terreno por sí solo sin estar bajo la delimitación de las unidades de modelado erosivo. Por tanto, por cada celda se extrajo la densidad de disección (metros lineales de escurrimiento), la pendiente media y el SAVI medio, tomado de éstas dos últimas variables una media de los valores por celda. Los valores SAVI se obtuvieron de imágenes LANDSAT de 30 m de resolución y la pendiente de un MDE a 4 m de resolución).

El SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) es un índice de vegetación que se creó como una alternativa para los problemas de reflectancia del suelo en zonas áridas, ya que elevados valores de NDVI pueden corresponder a cubiertas vigorosas pero poco densas, o a cubiertas densas pero con poca vitalidad (Huete, 1988). Para ello incluyen en la ecuación el factor L (línea de suelo), que varía según la densidad de la vegetación y está relacionado con la reflectividad del suelo corrigiendo efectos externos al valor NDVI donde la reflectancia del suelo es elevada.

$$SAVI = [(IRC - R) / (IRC + R + L)] (1 + L)$$

Si graficamos los puntos de las bandas R (rojo) e IRC (Infrarrojo Cercano) de una imagen satelital en un eje de abscisa y ordenadas, los puntos que representan superficies desnudas se distribuyen sobre una línea llamada "línea de suelo" (L) (Figura 19). Cuanto más alejado esté un punto de esa línea,

mayor cantidad de vegetación habrá en ese píxel. La línea de suelo se calculó a partir de la reflectividad en el R y en el IRC de una serie de píxeles en suelo desnudo localizados en la imagen por análisis de regresión (Gilabert 1997; Sánchez et al., 2000).

$$\text{IRC suelo} = a (\text{R suelo}) + b$$

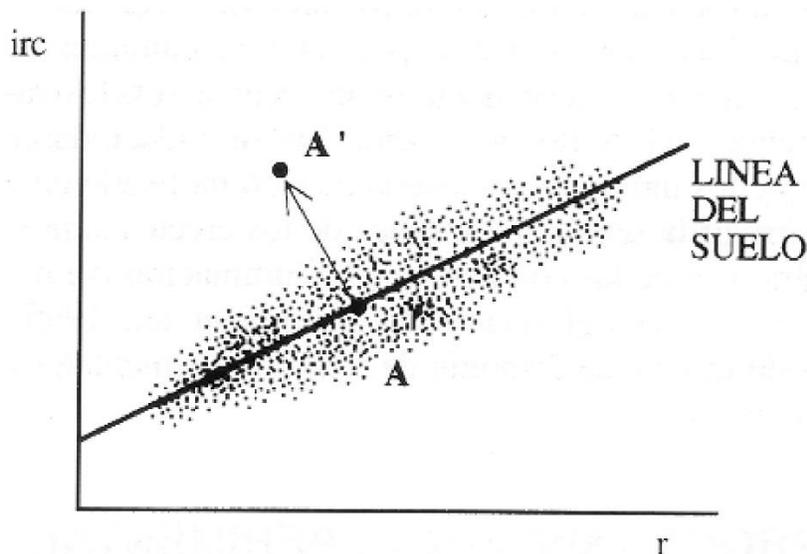


Figura 19. Línea de suelo. Gráfico de dispersión entre bandas R (infrarrojo) e IRC (infrarrojo cercano)
Fuente: Gilabert (1997)

3.5 Dureza y densidad aparente de las rocas

Fue determinada en campo bajo la terminología del Departamento de Agricultura de los estados Unidos de América (USDA, 2012) en referencia al comportamiento por el golpeo de un martillo geológico.

La densidad aparente de las rocas en un volumen determinado nos proporciona la cantidad masa que se pierde contemplando el espacio poroso que en ellas se encuentra. Ésta se determinó en laboratorio con dos métodos diferentes según la dureza de cada tipo litológico. Para el caso de rocas blandas se introdujo un cilindro metálico de 100 cm³ de volumen directamente en la superficie, extrayendo la cantidad de masa que en este espacio se encuentra. En el caso de la andesita, al no ser posible introducir el cilindro por su dureza, se calculó mediante la inmersión en agua de una muestra de la roca esmaltada, para evitar la saturación de los poros, observando la diferencia obtenida de volumen al ser introducida en una probeta milimetrada.

La literatura presenta valores de densidad aparente de este tipo de rocas (Paniukov 1981; USDA, 2012) entre 2.0 - 2.49 g/cm³ para las andesitas, 1 - 1.3 g/cm³ para las tobas y 0.8 - 1.6 g/cm³ para las arcillas redepositadas (mudstones). Los resultados de nuestros muestreos se encuentran efectivamente entre estos valores

3.6 Catena de suelos y USLE

Las unidades geopedológicas se establecieron realizando un perfil topográfico de suelos (catena) con dirección E-W de la subcuenca de Yanhuítlán identificando primero las unidades de ladera y realizando un estudio de suelo en cada una de ellas, relacionando así las propiedades del suelo con la posición en la ladera (Schaezel y Anderson, 2005). Las unidades de ladera siguen el modelo de Ruhe (1960) y los análisis de suelo se realizaron con la metodología de Siebe et al. (2006) realizando una descripción y evaluación edafológica de estas unidades (figura 20). Esto con el objeto de relacionar los tipos de suelo con la geomorfología y la erosión.

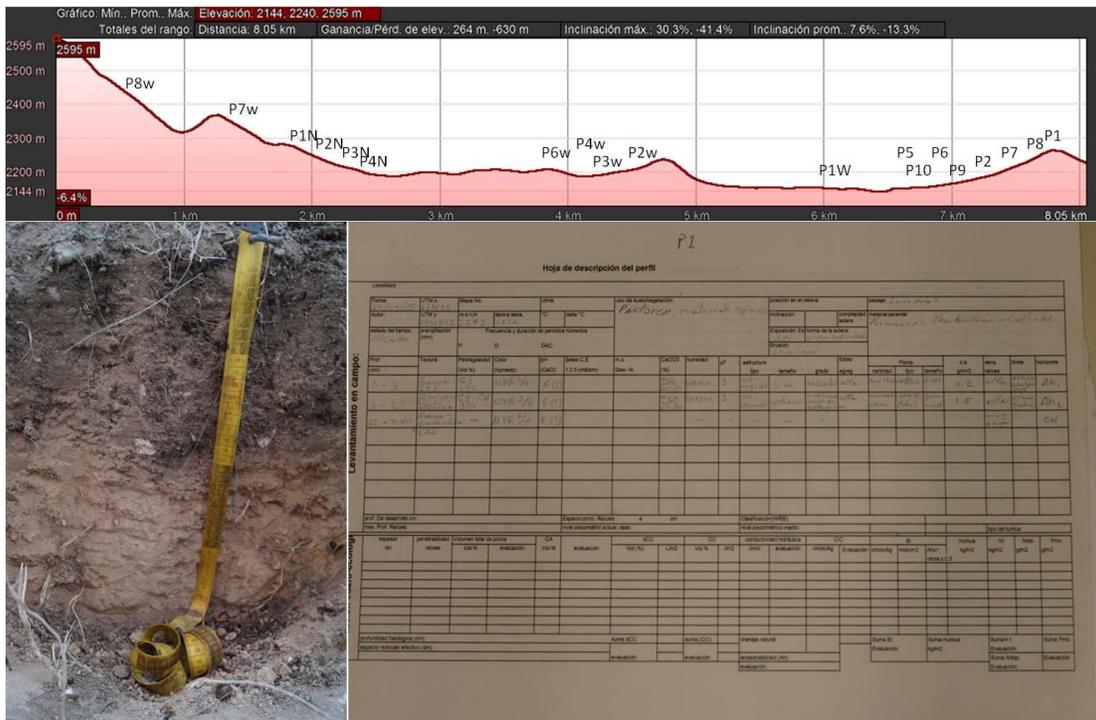


Figura 20. Catena de suelos y ejemplo de un perfil descrito y la ficha de evaluación edafológica de suelos.

La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo fue desarrollada por Wischmeier (1960) para el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América (USDA), con la intención de generar una fórmula que pudiera calcular las tasas de erosión en campos agrícolas con un carácter generalizado y aplicable a cualquier tipo de terreno. Con la siguiente fórmula:

$$\text{Ecuación USLE} = R \times K \times LS \times C \times P$$

R= erosividad, entendida como la capacidad de la lluvia de erosionar el suelo medida a través de su intensidad y duración

K= erodabilidad, que es la susceptibilidad del suelo a ser erosionado, el cual depende de la textura, la estabilidad de los agregados, la capacidad de infiltración y el contenido de materia orgánica

LS= pendiente y longitud de la ladera

C= cobertura vegetal

P= manejo del terreno (prácticas agrícolas)

Esta fórmula ha sido aplicada desde entonces a terrenos de diferentes partes del mundo, pero tiene sus limitaciones tanto geográficas como conceptuales. Una limitación importante es que no puede ser aplicada en áreas con erosión en cárcavas, ya que se desarrolló en terrenos afectados por erosión pluvial y laminar.

Capítulo 4. Geomorfometría de la cuenca alta del río Verde a través de fotogrametría digital y estadística

4.1 Contexto Litológico-Geomorfológico

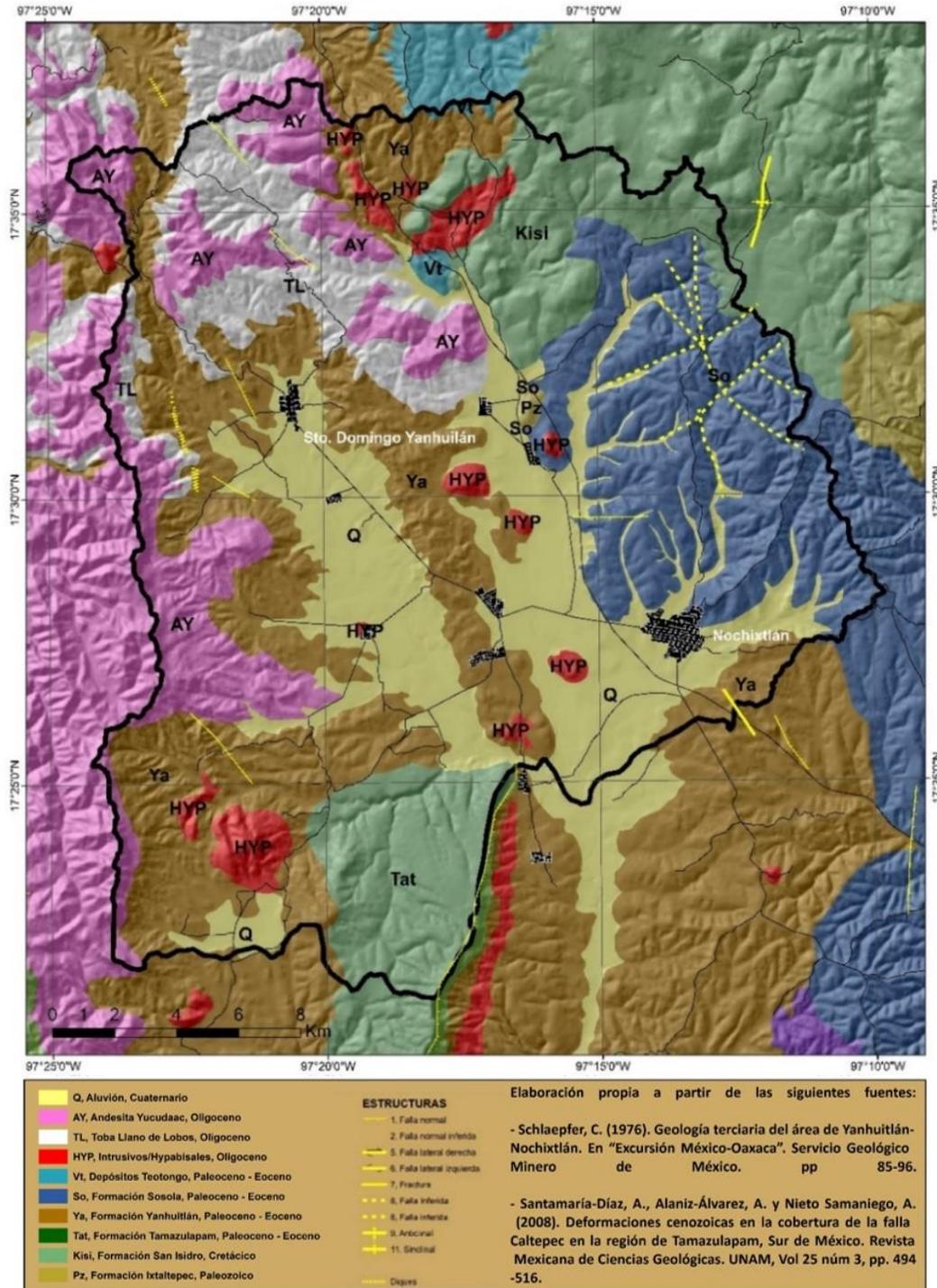


Figura 21. Mapa geológico del área de estudio

La geología de la cuenca alta del río Verde comprende desde rocas plutónicas a sedimentarias y volcánicas, con edades entre el Cretácico y el Cuaternario (Figura 21) y con diferentes ambientes de formación, que tienen un papel inherente en la geomorfología y los procesos erosivos. A continuación se detallan cada una de ellas:

FY- Formación Yanhuitlán

Es una sucesión de finas capas rítmicas, arcillo-limosas amarillo-rojizas, con una profundidad de 300-600 m. (Figura 22) (Ferrusquía, 1976). Los sedimentos fueron depositados en ambientes lacustres durante el Paleoceno-Oligoceno con edad estimada en 40.5 ± 1.7 Ma (Martiny et al., 2000) basada en fechamientos de las intrusiones magmáticas que la intrusionan.

Dentro de la Formación Yanhuitlán se encuentran zonas con tamaños de sedimentos diferentes según su ambiente de deposición. Schalepfer et al. (1970) distingue dos zonas: la parte central de la cuenca donde los tamaños son predominantemente finos, con partes casi iguales de limos y arcilla y un contenido de arena menor del 10 %, debido a que fueron depositados en ambiente de energía baja y constante; y las márgenes de la cuenca, donde la mayor frecuencia de horizontes arenosos y su variación cíclica indica que los sedimentos fueron transportados por agentes de energía variable.

Geomorfológicamente constituyen lomeríos alargados, redondeados en sus partes altas y con las laderas profundamente disectadas, formando campos de cárcavas (badlands). Los arroyos forman valles estrechos y profundos cañones en los cuales es activo el proceso de erosión regresiva en cuesta controladas por la capa de caliche suprayacente, generando grandes circos erosivos. La disposición generalmente casi horizontal de las capas da origen a un sistema de drenaje insecuente, de tipo dendrítico, y ocasionalmente radial alrededor de algunos intrusivos ígneos que aparecen sobre esta formación (Schlaepfer, 1976).



Figura 22. Capas rojas de la Formación Yanhuítlán en Sto. Domingo Yanhuítlán

FS- Formación Sosola

Es posterior a la Formación Yanhuítlán y estratigráficamente superior en la zona este de la cuenca, se le atribuye una edad pleistocénica (1.68 – 0.1 Ma) (Shaepfer, 1970), aunque todavía está en discusión su edad precisa. Se trata de un conglomerado polimictico constituido esencialmente por gravas, más o menos consolidadas, que se interdigitan con la parte superior de la Formación Yanhuítlán. Se sitúa en el valle de Nochixtlán y comprende principalmente fragmentos bien redondeados de caliza, pedernal, arenisca amarilla, fragmentos metamórficos y de origen ígneo, en una matriz arenosa y muy dura (figura 23). Capas de arena predominan cerca del límite occidental de la Formación donde el carácter de los sedimentos corresponde a depósitos de la zona de depósitos de crecimiento lateral de un río. Hacia el oriente predominan las gravas y el tamaño medio de los clastos donde las condiciones de depósito son de zona de tracción de fondo de un río por la forma lenticular de los litosomas (Schlaepfer, 1970). Las divagaciones laterales del río producen así depósitos heterogéneos característicos de esta zona (Wolman y Leopold, 1957). El contacto con la Formación Yanhuítlán está marcado por fragmentos de limolita roja, de caliche y de andesita, aunque el área fuente principal fueron las sierras calizas que rodean la cuenca al oriente.



Figura 23. Aspecto superficial de la Formación Sosola cerca de Nochixtlán

TLL-Toba Llano de Lobos

Se sobrepone a la Formación Yanhuitlán en la parte noroccidental del área de estudio (Figura 24). Está conformada por secuencias de tobas riolacíticas y andesíticas en una matriz arenosa. La profundidad de esta unidad varía entre 300 y 500 m., tiene posición horizontal y únicamente muestra inclinaciones asociadas a fallas-intrusiones o a la topografía en el momento de la depositación. Su edad se estima entre los 25.9 y 26.5 Ma entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano (Ferrusquía, 1970). Se encuentra en las laderas altas de la sierra que delimita la cuenca en su margen noroccidental.



Figura 24. Toba Llano de Lobos. Izquierda: vista desde el cerro del sol (Sto. Domingo Tonaltepec). Derecha: contacto litológico con la Formación Yanhuitlán (abajo) en Sta. María Pozoltepec

AY-Andesita Yucudaac

Se encuentra en las cumbres de la sierra que conforman los límites occidentales de la cuenca, de origen volcánico extrusivo. Se trata de una serie de derrames lávicos andesíticos de color gris oscuro o negro que sobreyacen discordantemente sobre la toba Llano de Lobos o la Formación Yanhuitlán, con un espesor aproximado de 500 m. La edad de esta Formación se encuentra entre 28.2 ± 0.6 y 29.6 ± 0.6 Ma según estudios realizados por Ferrusquía (1970, 1976). Sufre un fuerte intemperismo por hidroclastia en pequeñas fisuras, las cuales se concentran en surcos en lugares desprovistos de vegetación



Figura 25. Andesita Yucudaac en Sta Maria Pozoltepec. (Nótese su fuerte intemperismo en pequeñas fisuras)

FSI- Formación San Isidro

Se trata de un conglomerado compuesto de gneiss y cuarzo, intercalado con areniscas cuarcíferas que gradan a un conglomerado, y con intercalación de limolitas, lutitas, bentonita y calizas arcillosas (Santamaría *et al.*, 2008). Se le asigna una edad del Berriasiano-Aptiano (Cretácico temprano) y un espesor de entre 80 y 400 m. (López-Ticha, 1970). Se encuentra en la porción nororiental de la zona de estudio (Figura 26).



Figura 26. Formación San Isidro en un lomerío situado en San Bartolo Soyaltepec

Tat-FT- Conglomerado Tecamatlán- Formación Tamazulapam

También denominado Conglomerado Tecamatlán por Schlaepfer (1970). Es un conglomerado calizo compuesto por fragmentos subredondeados de caliza de tamaño variable (entre pocos milímetros a 50 cm) incluidos en una matriz arenosa, con un espesor entre 20-400 metros. Se depositó inmediatamente después de los últimos plegamientos hidalgoanos que alcanzaron su culminación durante el Eoceno Temprano (De Cserna, 1967) (Figura 27).

Esta formación litológica se encuentra en el área de estudio pero con una extensión limitada ($< 10 \text{ km}^2$). Dentro de esta pequeña área de estudio presentan una morfología local debido a diferentes movimientos tectónicos y/o intrusiones magmáticas (Santamaría, 2008). Esto implica que sus resultados morfométricos tendrán un control morfológico local



Figura 27. Conglomerado Tecamatlán (Tat-FT)

FI-Formación Ixtaltepec

Rocas clásticas marinas constituidas por lutitas, limolitas y areniscas, con intercalaciones de caliza (Pantoja, 1970). Data del Pensilvánico (91-138 Ma), con un espesor de 400 m. Sobreyace a la Formación Sosola por movimientos tectónicos (Santamaría, 2008) (Figura 28).



Figura 28. Cerro con formación Ixtaltepec en el valle de Nochixtlán

DT- Depósitos Teotongo

Son una intercalación de depósitos epiclásticos que fueron depositados en un ambiente fluvial lacustre con un espesor de 300 m (Martiny, 2000). Sobreyace a la Formación Yanhuatlán e infrayace a la toba Llano de Lobo por lo que su edad se estima en (26.2 Ma) debido a su posición estratigráfica (Santamaría, 2008). (Figura 29).



Figura 29. Depósitos Teotongo en la comunidad de Cerro Verde

HYP-Hipabisales

Cuerpos intrusivos que han quedado expuestos por erosión diferencial en forma de domos. Intrusionan a las rocas terciarias con una edad que va desde 45.5 ± 1.7 a 20.0 ± 0.9 Ma (Martiny et al., 2000). De igual manera se encuentran diques en la mitad occidental del área de estudio relacionados con la zona más estructural (Figura 30)



Figura 30. Cerros hipabisales en el valle de Nochixtlán (izquierda) y diques en San Pedro Añañe, en el valle de Yanhuatlán (derecha).

AL-Aluvi3n cuaternario

Estos dep3sitos consisten de grava no consolidada, arena, limo y arcilla derivados de las rocas preexistentes y transportados a su sitio de dep3sito por los r3os. El espesor de los dep3sitos se encuentra entre los 20 y 30 m (Ferrusqu3a, 1976), donde se pueden encontrar varios paquetes de paleosuelos de diferentes edades, el m3s antiguo datado se sit3a en torno a los 14,000 a3os BP (Mueller et al., 2012). La planicie aluvio-proluvial es resultado de la acumulaci3n de sedimentos retrabajados de todas las dem3s unidades. Actualmente, la planicie no est3 acumulando, sino m3s bien sufre erosi3n laminar en las partes planas y una fuerte disecci3n vertical por los cursos fluviales que la recorren, apareciendo todos los suelos sepultados que se fueron generando en anteriores etapas acumulativas (Figuras 31 y 32). No obstante, la superficie de esta unidad est3 fuertemente antropizada, debido a la completa presencia de cultivos agr3colas. Por este motivo se decide no incluir esta unidad dentro de las unidades de modelado erosivo, las cuales se realizan desde el punto de vista natural, sin incluir el modelado antr3pico.



Figuras 31 y 32. Planicie de aluvi3n del Cuaternario en el valle de Yanhuitl3n (izquierda) y corte de dep3sitos con paleosuelos del Pleistoceno Tard3o en el arroyo Yanhuitl3n (derecha).

4.2 Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPG)

Esta secuencia de formaciones geológicas ha sufrido un modelado por tectónica, ambiente, erosión-sedimentación y antropización, que le ha conformado su aspecto geomorfológico actual.

La cuenca alta del río Verde se subdivide en dos subcuencas o valles bien diferenciados, el valle de Yanhuitlán y el valle de Nochixtlán, ambos comparten una historia geológica similar pero con diferentes formaciones geológicas. De acuerdo con Ferrusquía (1970), hacia el final del Eoceno esta zona tenía una topografía de sierra y valles, posteriormente el afallamiento que dio origen a estructuras de bloques y fosas tectónicas causó la formación de cuencas cerradas, con lo que el drenaje que inicialmente seguía los rasgos estructurales fue completamente dislocado y convergió en cuencas endorreicas. La parte central de las mismas estaba ocupada por cuerpos de agua de poca profundidad y de extensión variable y el clima árido favorecía una fuerte evaporación y la concentración de sales, probable origen de las costras de caliche que hoy coronan el límite oriental del valle de Yanhuitlán. El hundimiento lento permitía la acumulación de un espesor notable de sedimentos finos, generando la Formación Yanhuitlán.

Hacia el final del Terciario se inició el gran periodo de intrusiones magmáticas que, en conjunto con un continuo levantamiento regional, modificó completamente la morfología del área y pasó a formar parte de la vertiente del Océano Pacífico. Durante el Pleistoceno, la continua erosión destruyó gran parte los depósitos que conforman la cuenca. Desde este periodo a la actualidad la erosión ha sido constante y se ha visto intensificada en los últimos milenios con el manejo humano del territorio, inclusive de manera intencionada para ser redepositados en *lamabordos* (Spores, 1969)

Valle de Yanhuitlán

Está delimitado hacia el poniente por los bloques tectónicos e ígneos intrusivos asociados a las fallas (Ferrusquía, 1970) y hacia el oriente por la disposición en cuesta de la Formación Yanhuitlán. Ortíz-Pérez et al. (2016) realizan un levantamiento geomorfológico en esta subcuenca con un marcado enfoque en la erosión. Expone que el sector occidental tiene un fuerte control estructural que le imparte la falla geológica regional de Cieneguillas (Santamaría, 2008); falla normal activa con un rumbo norte-sur, con echado del plano de falla al poniente, cortando las formaciones de Llano de Lobos y la Andesita Yucudaac. La disección fluvial de estos valles muestra un arreglo de morfología

asimétrica pues los interfluvios y valles se disponen con desigual pendiente y longitud de laderas. La vertiente Oeste presenta pendientes de larga longitud con formación de cárcavas en la formación Yanhuitlán debido a su alta erodabilidad, llegando a formarse grandes circos erosivos por erosión remontante en morfología de cuesta. Debido a la inestabilidad del terreno, existen también procesos de remoción en masa. En este valle se encuentran las siguientes unidades geomorfológicas:

- Terrazas aluviales con depósitos retrabajados de las unidades colindantes
- Laderas acaravadas con Formación Yanhuitlán
- Laderas de montaña con Toba Llano de Lobos
- Cimas y laderas con Andesita Yucudaac
- Laderas de montaña con Conglomerado Tecomatlán (al sur del valle de Yanhuitlán)

Valle de Nochixtlán

Las relaciones geomorfológicas en este valle incluyen en su margen izquierda las mismas que el valle de Yanhuitlán y en su margen derecha unidades que se diferencian por su geología, génesis y morfología. La formación San Isidro son unidades calizas, con procesos de karstificación, y los conglomerados calizos de la formación Sosola presentan una morfología redondeada. Sin embargo, los valles son profundos y estrechos indicando que el drenaje se encuentra actualmente en una etapa de rejuvenecimiento, predominando la erosión (Schlaepfer, 1970):

- Terrazas aluviales con depósitos retrabajados de las unidades colindantes
- Lomeríos redondeados con Formación Sosola
- Montañas con Formación San Isidro
- Cerros intrusivos hipabisales
- Lomerío redondeado con Depósitos Teotongo
- Lomeríos redondeados con Formación Ixtaltepec

Las Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPGs) (Figura 33) serán la base geomorfológica de las unidades de modelado erosivo (UMEs), **excepto las terrazas aluviales por su completa influencia antrópica en el modelado erosivo del paisaje a través de prácticas agrícolas.**

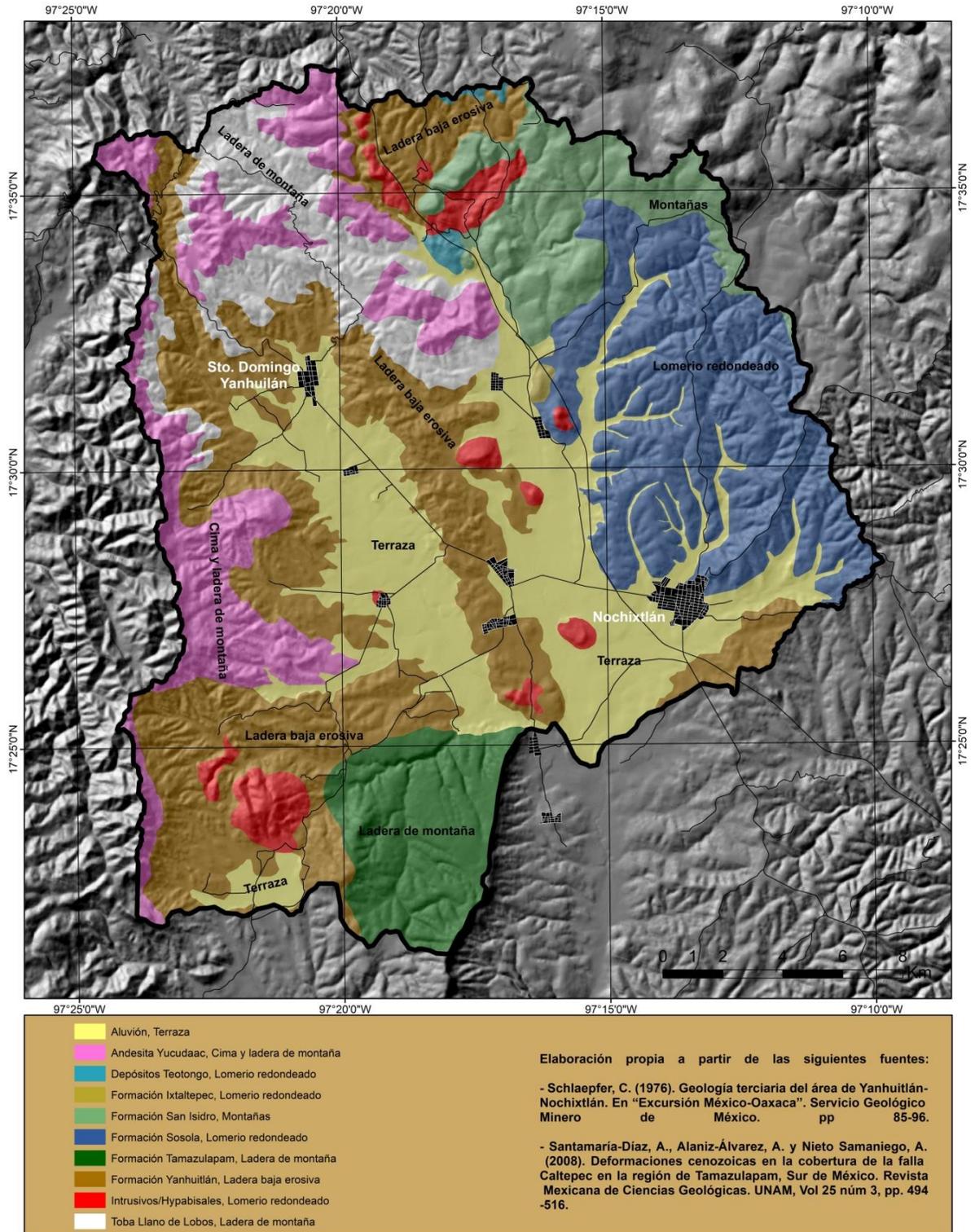


Figura 33. Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPG) de la cuenca alta del río Verde

4.3 Caracterización geomorfométrica por UPG

De acuerdo con Melton (1957), de manera general, la densidad de drenaje será baja en unidades de paisaje geomorfológico donde la capacidad de infiltración y la permeabilidad es alta. De igual forma ésta será también más alta en zonas donde la cobertura de vegetación es menor. Kirkby (1972) realiza un estudio de los patrones de drenaje en diferentes unidades de paisaje geomorfológico de la cuenca Yanhuitlán-Nochixtlán, en relación a su permeabilidad y capacidad de infiltración en zonas forestadas y no forestadas (tabla 5). El autor establece una baja densidad de drenaje en las calizas por su alta permeabilidad y tendencia a formar sistemas de drenaje subsuperficiales, dándole mayor resistencia a la erosión. Con respecto a las Formación Yanhuitlán comenta que el drenaje profundiza más que en el resto de las formaciones litológicas, generando mayores órdenes de drenaje que destruyen la forma original del valle con una dinámica de vertientes diferente al resto (Figura 34). Por ello sitúa a la formación Yanhuitlán como la formación litológica con mayor erodabilidad. Del mismo modo establece una mayor densidad de drenaje en zonas no forestadas en cada UPG.

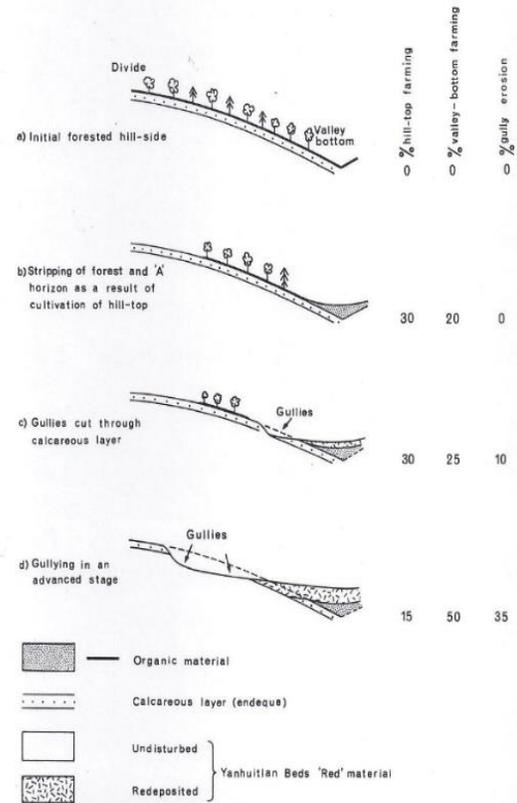


Figura 34. Dinámica de vertientes de la formación Yanhuitlán (tomado de Kirkby, 1972)

	Forested	Unforested
Limestone	0.8	-
Volcanics	2.1	-
Metamorphics	-	4.3
Jaltepec	2.4	4.7
Yanhuitian	1.6	6.0

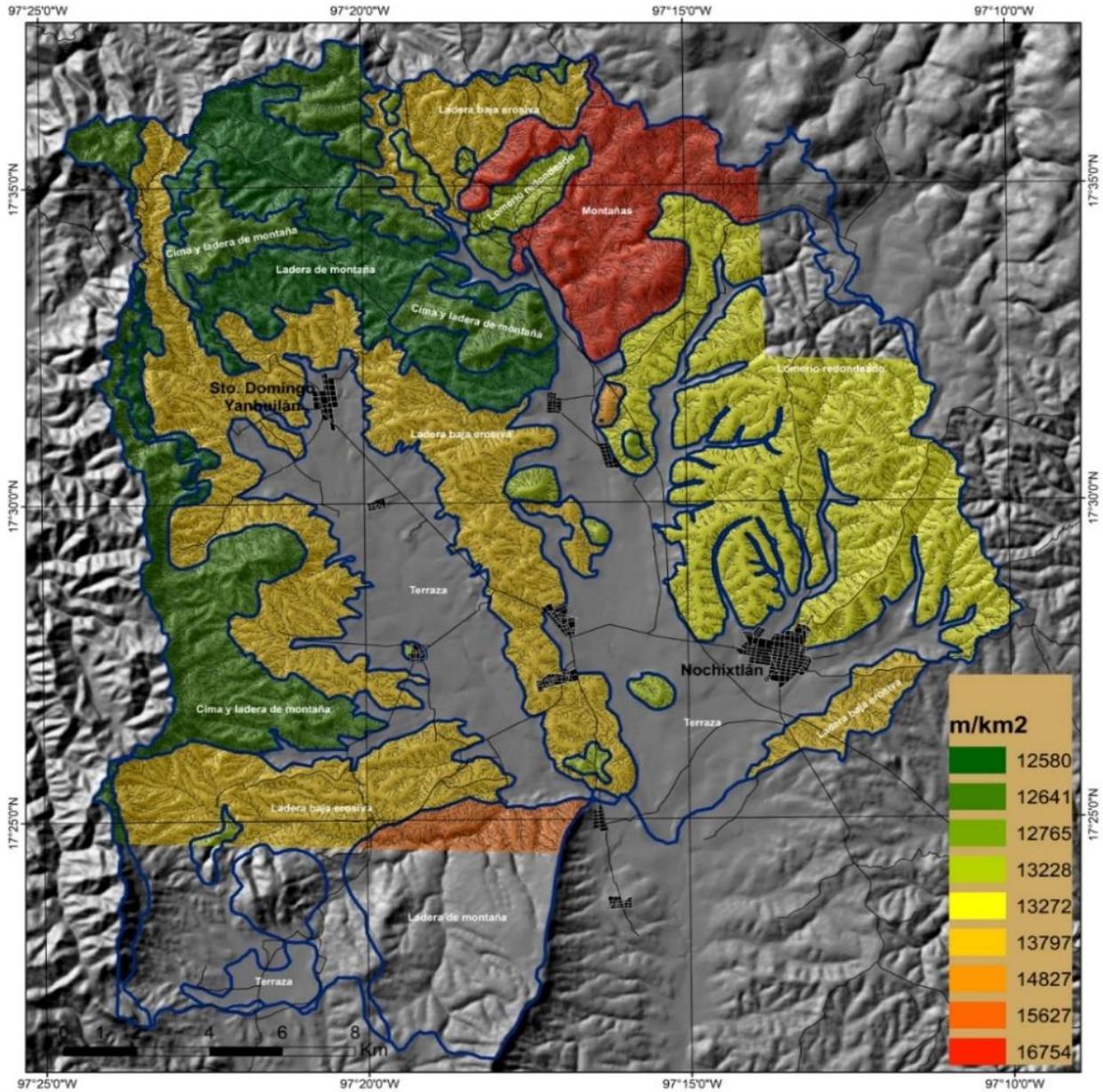
Tabla 5. Densidad de drenaje en la cuenca de Nochixtlán según Kirkby (1972) (Nota: Jaltepec equivale a la Formación Sosola, el autor la denominó así)

Hoy día, con los sistemas de información geográfica (SIG) y la fotogrametría, podemos modelar la erosión hídrica superficial y analizar numéricamente las diferencias entre UPGs. De esta manera, se realizó un análisis morfométrico sobre el MDE a 4 metros de resolución, estableciendo un mapa de

cauces y sus cuencas de captación. Estos escurrimientos se dibujan sobre el MDE según las condiciones morfológicas del terreno a partir de la diferencia en los valores de altitud entre píxeles vecinos, es decir, expresan únicamente el escurrimiento teórico por gravedad según la morfología del terreno, sin tener en cuenta la capacidad de infiltración y la permeabilidad de la formación litológica.

La figura 35 muestra el mapa de la densidad de drenaje por UPG en m/km^2 . La mayor densidad de disección se presenta en la Formación San Isidro (FSI), con $16.7 km/km^2$, una UPG con procesos erosivos kársticos como lapiares y cárcavas sobre terra rossa en las dolinas; y en la formación Yanhuitlán con $13,7 km/km^2$ con una marcada erosión en cárcavas. Por el contrario, la Andesita Yucudaac y la Toba Llano de Lobos son las que menor densidad presentan, con valores en torno a $12,5 km/km^2$, con una marcada erosión laminar. Es de resaltar que tres de las UPGs se presentan en una unidad morfológica con un carácter tectónico muy local, lo que implica una exageración de sus valores de densidad de disección: cerros intrusivos en los Hipabisales (HYP) y Formación Ixtaltepec (FI) y una barranca en la Formación Tamazulapam (Tat).

Esta primera caracterización de la densidad de disección por UPG nos muestra cómo los escurrimientos se definen por cuestiones topográficas a esta resolución y es una herramienta válida para evaluar la geomorfometría de la erosión. No obstante, esta resolución en los MDE nos permite analizar también la geomorfometría por microcuenca e incluso por escurrimiento, pudiendo establecer un conocimiento del modelado del terreno por UPG donde la litología pueda diferenciar los patrones de drenaje entre unidades (punto 5.3). Estas 3 diferentes escalas de análisis - cuenca hidrológica general, microcuenca geológica y cuenca de captación por escurrimiento- nos mostrarán un análisis más completo de la geomorfometría de la erosión, ya que cada escala presenta resultados diferenciales en los parámetros geomorfométricos.



UNIDAD DE PAISAJE GEOMORFOLOGICO	Longitud de cauces (km)	AREA (km ²)	DD (km/km ²)
Ladera de montaña con Toba Llano de Lobos	481.8	38.30	12.5
Cimas con Andesita Yucudaac	693.1	54.83	12.6
Lomerío redondeado con Depósitos Teotongo	26.2	2.06	12.7
Lomerío redondeado con Intrusivos/Hipabisales	143.1	10.82	13.2
Lomerío redondeado con Formación Sosola	965.6	72.75	13.2
Laderas bajas erosivas con Formación Yanhuítlan	1,576.3	114.25	13.7
Lomerío redondeado con Formación Ixtaltepec	11.3	0.77	14.8
Laderas de montaña con Formación Tamazulapam	108.6	6.95	15.6
Montañas con Formación San Isidro	492.3	29.38	16.7

Figura 35. Densidad de drenaje por unidad geomorfológica. DD= Densidad de drenaje (km/km²)

4.3.1 Análisis estadístico de la erosión por microcuenca litológica

Técnicas estadísticas simples como ANOVA y TUKEY permiten agrupar unidades geomorfológicas de manera pragmática y ser comparadas estadísticamente (Bocco, 1989). Con el objetivo de analizar las diferencias en la geomorfometría de las unidades de paisaje geomorfológico se compararon estadísticamente los resultados por microcuencas (cuencas de captación que exclusivamente pertenecían a una misma red de drenaje dentro de cada UPG) (Figura 36) analizando las redes de drenaje y sus cuencas de captación.

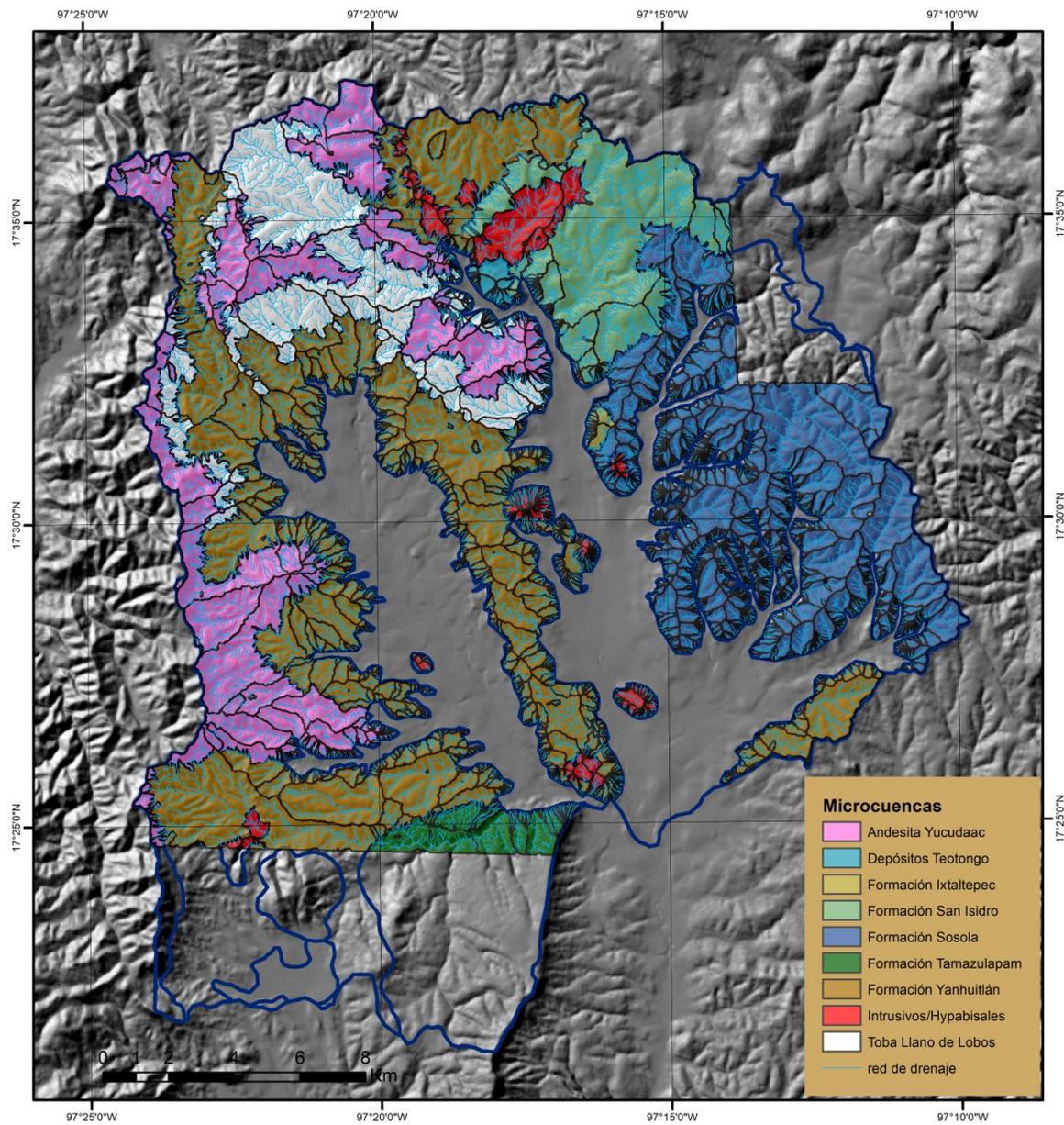


Figura 36. Microcuencas de drenaje por unidad geomorfológica

De esta manera, se obtuvo una población de 1799 individuos (microcuencas), la cual fue sometida a un análisis estadístico con el software **R Studio** (Script en Anexo 2) para establecer las diferencias por UPG (por cuestiones de simplificación de leyenda se usaron los acrónimos de la litología). Sobre éstas se calcularon los parámetros morfométricos, donde se aprecia una gran dispersión de los valores (Figura 37). Para ello se siguieron los siguientes pasos:

1° El primer paso fue una limpieza de los datos eliminando *outliers* mediante el método de *valores atípicos leves* estableciendo los límites inferior y superior de la muestra que excluirán los valores superiores e inferiores a éstos, quedando reducida la población a 1766 microcuencas. Este método consiste en eliminar los individuos que están por debajo del cuantil 1 y por encima de cuantil 3 con la siguiente fórmula:

$$\text{Límite Inferior} = Q1 - 1.5 (Q3-Q1)$$

$$\text{Límite Superior} = Q3 + 1.5 (Q3-Q1)$$

donde

Q1 = cuantil 1 (25%)

Q3= cuantil 3 (75%)

2° Posteriormente se comprobó que los datos seguían distribuciones similares que permiten ser comparados estadísticamente, teniendo distribuciones logarítmicas en todas las variables excepto en densidad de disección (DD) que tiene una distribución normal, ya que depende de la relación entre longitud y área. La figura 37 muestra las distribuciones de los parámetros morfométricos por UPG (se trata de la misma gráfica, pero con un acercamiento para una mejor visualización en la gráfica inferior). Es de mencionar que dos UPGs tienen poblaciones estadísticas muy superiores al resto, la Formación Yanhuitlán con 625 individuos y la Formación Sosola con 713 debido a sus condiciones litológicas y su amplia superficie en el área de estudio. Esto quiere decir que las medidas de tendencia central no serán un estadístico lo suficientemente robusto para confirmar un comportamiento diferente de los parámetros morfométricos en todas las UPGs Por ello se realizó la prueba de ANOVA y TUKEY para dar solidez y validación. No obstante, las medidas de tendencia central nos sirven para establecer unas primeras comparaciones entre UPGs con poblaciones similares.

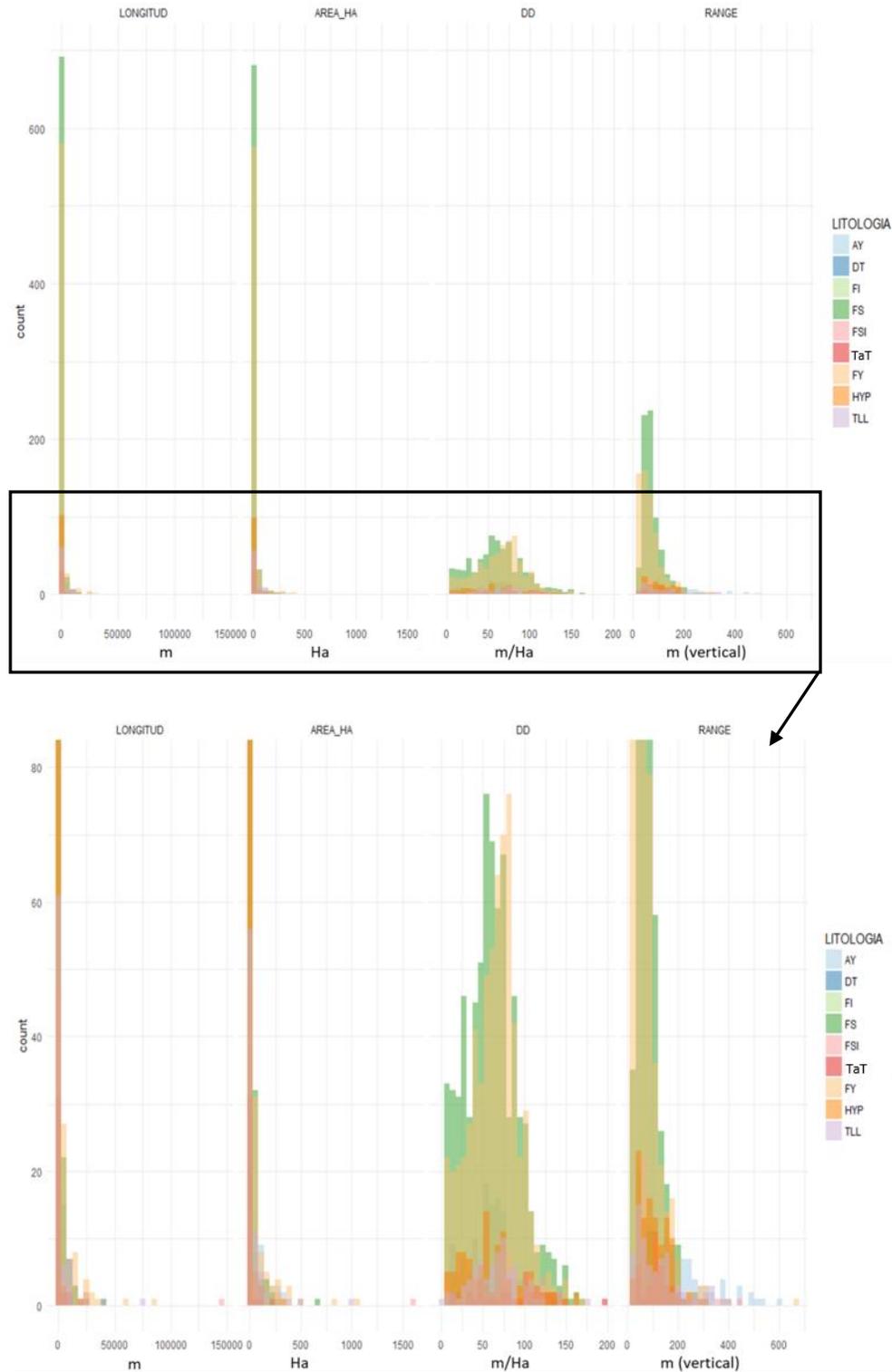


Figura 37. Distribución de datos de cada parámetro morfométrico por microcuenca. (AY=andesita Yucudaec; DT=Depósitos Teotongo; FI=Formación Ixtaltepec; FS=Formación Sosola; FSI=Formación San Isidro; TaT=FT=conglomerado Tecamatlán; FY=Formación Yanhuitlán; Hyp=Hipabisales; TLL=Toba Llano de Lobos). (LONGITUD=longitud total del drenaje/AREA_HA=Area(Hectareas)/DD=Densidad de disección/ RANGE= disección vertical). La imagen inferior es un “zoom” de la de arriba.

3° Medidas de tendencia central: se compararon los promedios de cada parámetro geomorfométrico (longitud, área, densidad de disección y rango altimétrico), sobre los que haremos las primeras comparaciones. La figura 38 muestra las medias de cada parámetro morfométrico y su representación en boxplot (RANGE = diferencia altitudinal media dentro de las microcuencas)

LITOLOGIA	MICROCUENCAS	LONG. DRENAJE \bar{X} (m)	AREA \bar{X} (ha)	DD \bar{X} (m/ha)	RANGE \bar{X} (m)
FT	36	1614.08	19.04	90.91	117.14
FSI	56	2051.31	20.34	73.07	103.02
DT	22	498.65	6.86	69.83	75.77
FY	625	1374.17	17.91	63.96	69.50
TLL	74	3582.12	46.77	62.80	125.81
FS	713	612.93	9.14	59.61	72.20
FI	15	340.26	5.19	59.26	79.00
HYP	103	659.77	10.60	58.91	102.18
AY	125	2879.42	43.42	55.26	171.04

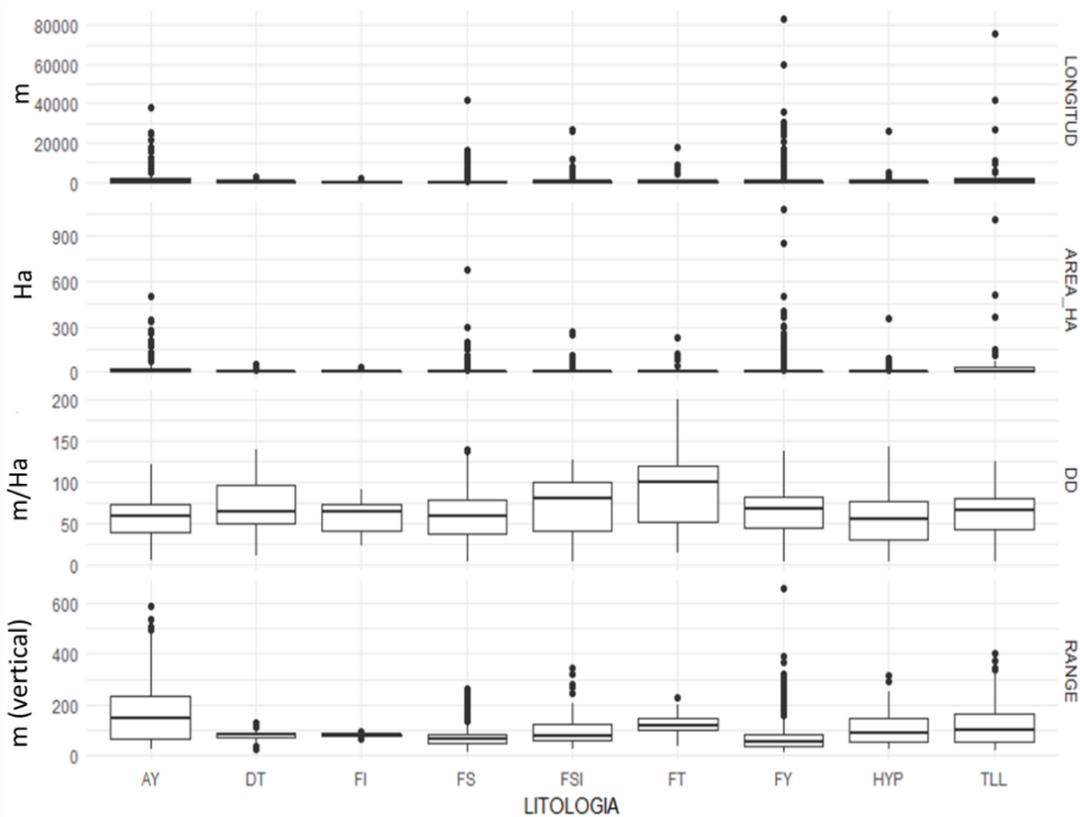


Tabla 6 y figura 38. Promedio de parámetros geomorfométricos por microcuencas y su representación en boxplot. (AY=andesita Yucudaac; DT=Depósitos Teotongo; FI=Formación Ixtaltepec; FS=Formación Sosola; FSI=Formación San Isidro; TaT=FT=conglomerado Tecomatlán; FY=Formación Yanhuiltán; Hyp=Hipabisales; TLL=Toba Llano de Lobos). (LONGITUD=longitud total del drenaje/AREA_HA=Area(Hectareas)/DD=Densidad de disección/ RANGE= disección vertical)

Los parámetros morfométricos por microcuencas muestran patrones en el modelado erosivo en relación con la litología con cierta independencia del relieve, aunque éste sigue siendo el principal factor. Un dato importante que se extrae es el tamaño de las microcuencas por litología, ya que presenta una primera visión de cómo se va a estructurar el modelado erosivo del paisaje en las UPG. En este caso, destacan el mayor tamaño de las microcuencas en rocas volcánicas. La Toba Llano de Lobos (46.77 ha), seguida de la Andesita Yucudaac (43.42 ha) duplicando y triplicando a las demás. De igual manera ocurre con las longitudes de drenaje (3582.12 y 2879.42 m respectivamente). Sin embargo, no son las que mayor densidad de disección tienen, ya que no se forman tantos cauces en su superficie. La Andesita Yucudaac (AY), destaca por ser la que menos densidad de disección muestra, ya que es la que concentra todo su drenaje en surcos como veremos en el siguiente capítulo (figura 41). De igual manera podemos extraer de este análisis que el tamaño de las áreas de captación es menor en UPGs que tienden a patrones dendríticos de erosión, como la formación Sosola y la formación Yanhuitlán, con su característico modelado de la erosión en cárcavas. Por ello, ambas son las UPGs con el mayor número de microcuencas, 713 y 625 respectivamente. También es menor el tamaño de cuencas en UPGs con control morfológico local, como los cerros intrusivos de los Hipabisales o la Formación Ixtaltepec.

Se observa que las UPGs con mayor densidad de disección son sedimentarias. La FT-Tat presenta un marcado control estructural asociado a la al levantamiento de esta unidad asociado a la falla Tecomatlán (figura 39) en su porción dentro del área de estudio, la cual concentra el drenaje proporcionándole la mayor tasa de DD. Esta falla y su desarrollo en la geomorfología está documentada por Santamaría (2008). A parte de esta unidad, con clara influencia local del relieve y la tectónica, las unidades con mayor densidad de disección se encuentran en rocas sedimentarias con marcados procesos erosivos: la Formación San Isidro (FSI), con grandes extensiones de lapiazes en su superficie, producto de la erosión kárstica (Figura 40), le siguen los Depósitos Teotongo (DT) y la Formación Yanhuitlán (FY), con marcados patrones dendríticos de erosión que forman campos de cárcavas (badlands).

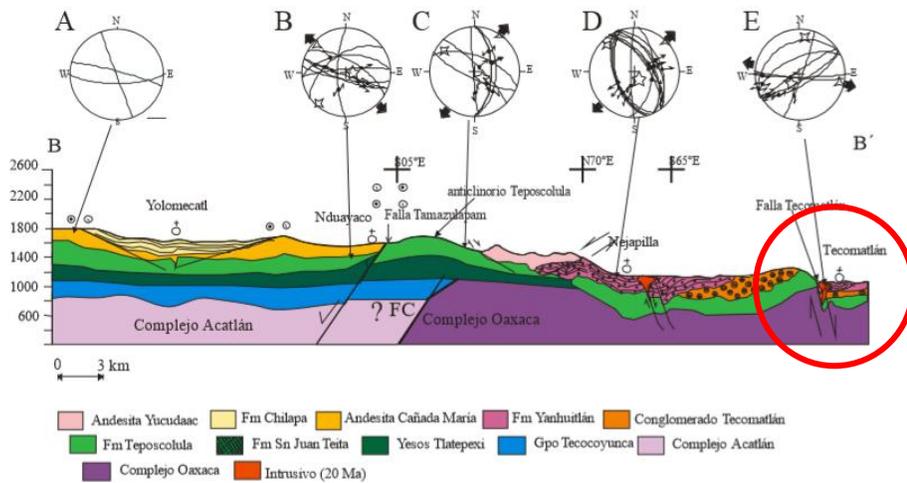


Figura 39. Sección geológica donde se representa en su mitad derecha la porción Oeste del área de estudio, tomada de Santamaría (2008). En ella se aprecia en control tectónico de la falla Tecomatlán con el levantamiento del Tat, donde se concentra la mayor DD en este estudio



Figura 40. Lapiaces en Formación San Isidro. Agencia de Gavillera, municipio de San Bartolo Soyaltepec

A esta escala empiezan a establecerse diferencias significativas entre UPGs, pero a esta resolución no es posible establecer diferencias en la incisión del drenaje por litología, ya que la disección vertical (RANGE) muestra la diferencia en altura total por microcuenca (RANGE), y ésta aumenta según nos elevamos en altura. Esto se debe a que los datos de análisis de este parámetro miden el

punto más alto de la microcuenca y el punto más bajo, sin tener en cuenta lo que ocurre al interior de la microcuenca. Por tanto, a esta escala el relieve sigue siendo el control primario en la disección vertical y eso se demuestra en los resultados del test de TUKEY donde todas las litologías difieren de ella por esta cuestión. Para conseguir esto es necesario un análisis comparativo en condiciones topográficas similares y a mayor resolución (capítulo 7).

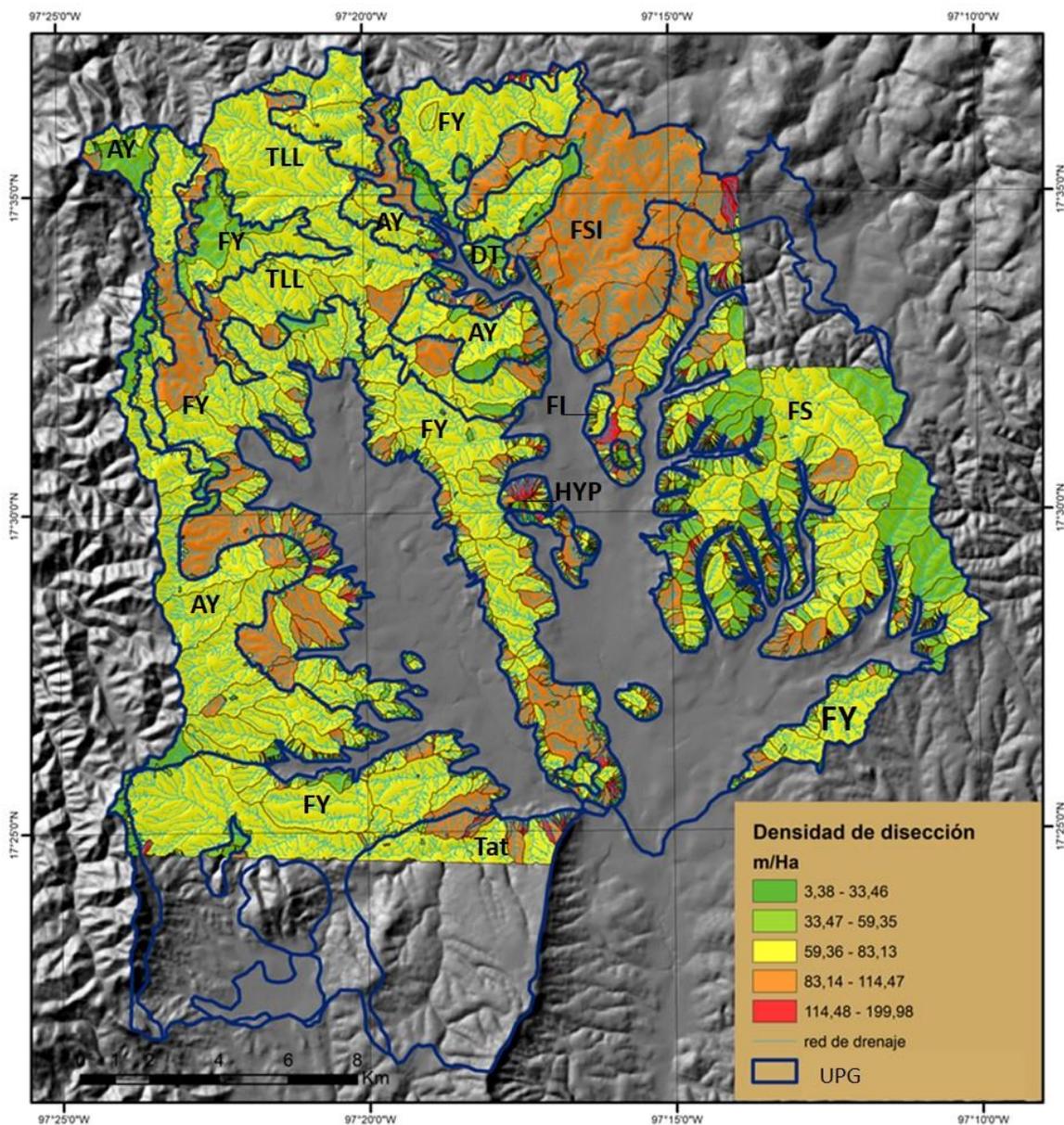


Figura 41. Mapa de densidad de disección por microcuenca litológica (m/ha) con MDE a 4 metros de resolución

Comprobamos que las medidas de tendencia central, aunque ya establecen diferencias entre UPGs por microcuenca, tienen una validez estadística limitado. Por tanto, se realizó un análisis ANOVA y prueba de TUKEY para analizar si existían diferencias significativas de los parámetros geomorfométricos entre UPGs, con rigor estadístico al 95% de intervalo de confianza. Los resultados muestran que sí existen diferencias significativas entre las UPGs (tabla 7).

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
LITOLOGIA	8	51583	6448	7.415	0.000000000942 ***
Residuals	1760	1530487	870		

Tabla 7. Resultado de la prueba ANOVA de los parámetros geomorfométricos entre todas las microcuencas por UPGs

La prueba de Tukey establece en datos cuáles son las diferencias entre las UPGs con un 95 % de confianza (tabla 8). Si descartamos las diferencias que se establecen en Conglomerado Tecamatlán (Tat) (por las razones comentadas en el punto 4.2), quedan las diferencias significativas entre la Formación San Isidro (FSI) con la Andesita Yucudaac (AY) y la Formación Sosola (FS). Posteriormente destacan La FY y la AY con una confianza del 94 %, FT-FSI al 90%, FY- FS al 85 %.

litologia	p adj		
		FSI-FI	0.7990024917
FT-AY	0.0000000075	FS-DT	0.8045673578
FT-FS	0.0000000232	HYP-DT	0.8173403306
HYP-FT	0.0000008620	FS-AY	0.8449495344
FY-FT	0.0000039281	FI-DT	0.9782953884
TLL-FT	0.0001018931	TLL-DT	0.9875334346
FSI-AY	0.0055602641	HYP-AY	0.9912730925
FT-FI	0.0144339749	FY-DT	0.9920627391
FSI-FS	0.0284466279	TLL-FS	0.9937315113
FY-AY	0.0652348320	TLL-HYP	0.9945906465
HYP-FSI	0.0910612609	FY-FI	0.9995554753
FT-FSI	0.1068892782	FI-AY	0.9999060953
FY-FS	0.1504615891	FSI-DT	0.9999649465
FT-DT	0.1703303525	TLL-FI	0.9999719396
FY-FSI	0.3971410649	TLL-FY	0.9999967651
DT-AY	0.4478069636	HYP-FS	0.9999997923
TLL-FSI	0.5673276158	FS-FI	1.0000000000
TLL-AY	0.7189915738	HYP-FI	1.0000000000
HYP-FY	0.7978713957		

Tabla 8. Diferencias entre UPGs por microcuenca (prueba de TUKEY). En amarillo se resaltan los valores que muestran las mayores diferencias con un 95 % de confianza.

Capítulo 5. Erosión hídrica potencial en las Unidades de Paisaje Geomorfológico de la cuenca alta del río Verde

5.1 Aspectos bioclimáticos en la energía potencial de la erosión

5.1.1 Clima en la cuenca alta del río Verde

En este capítulo se presenta una caracterización ambiental de la zona de estudio desde el enfoque bioclimático, por un lado, y el enfoque geomorfológico por el otro, buscando la relación entre ambos que nos ayude a entender los procesos de erosión que modelan el paisaje.

Una caracterización bioclimática de la zona de estudio nos presentará los factores externos que inciden en la erosión tanto de manera directa, como son la precipitación y la temperatura, como de manera indirecta a través de la evapotranspiración de los tipos de formaciones vegetales. La cuenca de estudio varía de manera significativa en sentido NW-SE en los valores de precipitación y temperatura (Figura 42). Estas variaciones pueden producir diferencias fenológicas en las formaciones vegetales como crecimiento de las plantas, cobertura, producción de hojarasca, biomasa y evapotranspiración, las cuales afectan en los patrones de la erosión y modelado del paisaje (Valladares, 2004). Esto lo analizaremos a través de los datos que nos reflejan los balances hídricos en la zona de estudio.

La cuenca alta del río Verde comprende 3 tipos climáticos (figura 43) según la clasificación climática de Koeppen modificada por García (2004): El Templado subhúmedo con sus dos variantes por humedad (Cw0 y Cw1) y el Semiárido templado (BS1kw). La precipitación en el área de estudio se encuentra entre los 456 y 896 mm anuales con una marcada estacionalidad de las precipitaciones entre los meses de mayo a octubre y un periodo de canícula en el mes de Julio. La temperatura media anual se sitúa entre los 14 y los 18 °C con la temperatura media del mes más frío de 12.4°C y del mes más cálido de 18.2°C (UNIATMOS, 2014) (Figura 44). Las condiciones de temperatura y precipitación en los climas Cw cambian en distancias relativamente cortas y producen importantes variantes climáticas en lo referente al grado de humedad (García, 2004). Estas diferencias de humedad son muy marcadas de oeste a este en el área de estudio, diferenciándose de esta manera el clima Templado subhúmedo (Cw) por el coeficiente P/T, menor a 43.2 en el C(w0) y entre 43.3-55 en el C(w)1. Los diagramas ombrotérmicos muestran esta reducción de la humedad con el área comprendida entre la curva de temperatura y la de precipitación (excedente de humedad).

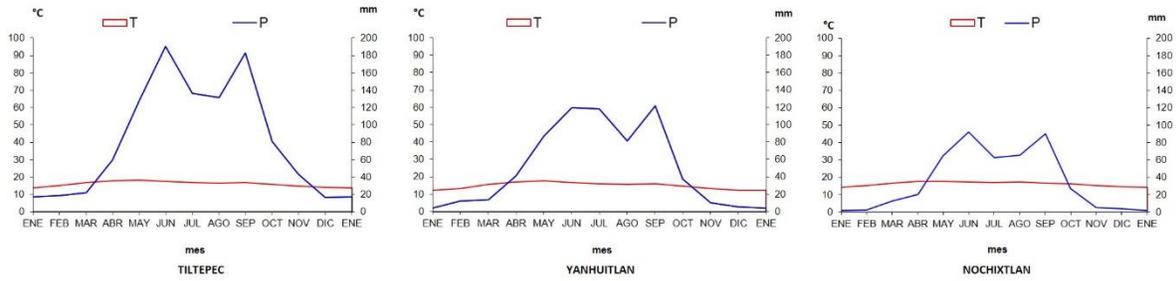


Figura 42. Diagramas ombrotérmicos de las estaciones climáticas en el área de estudio

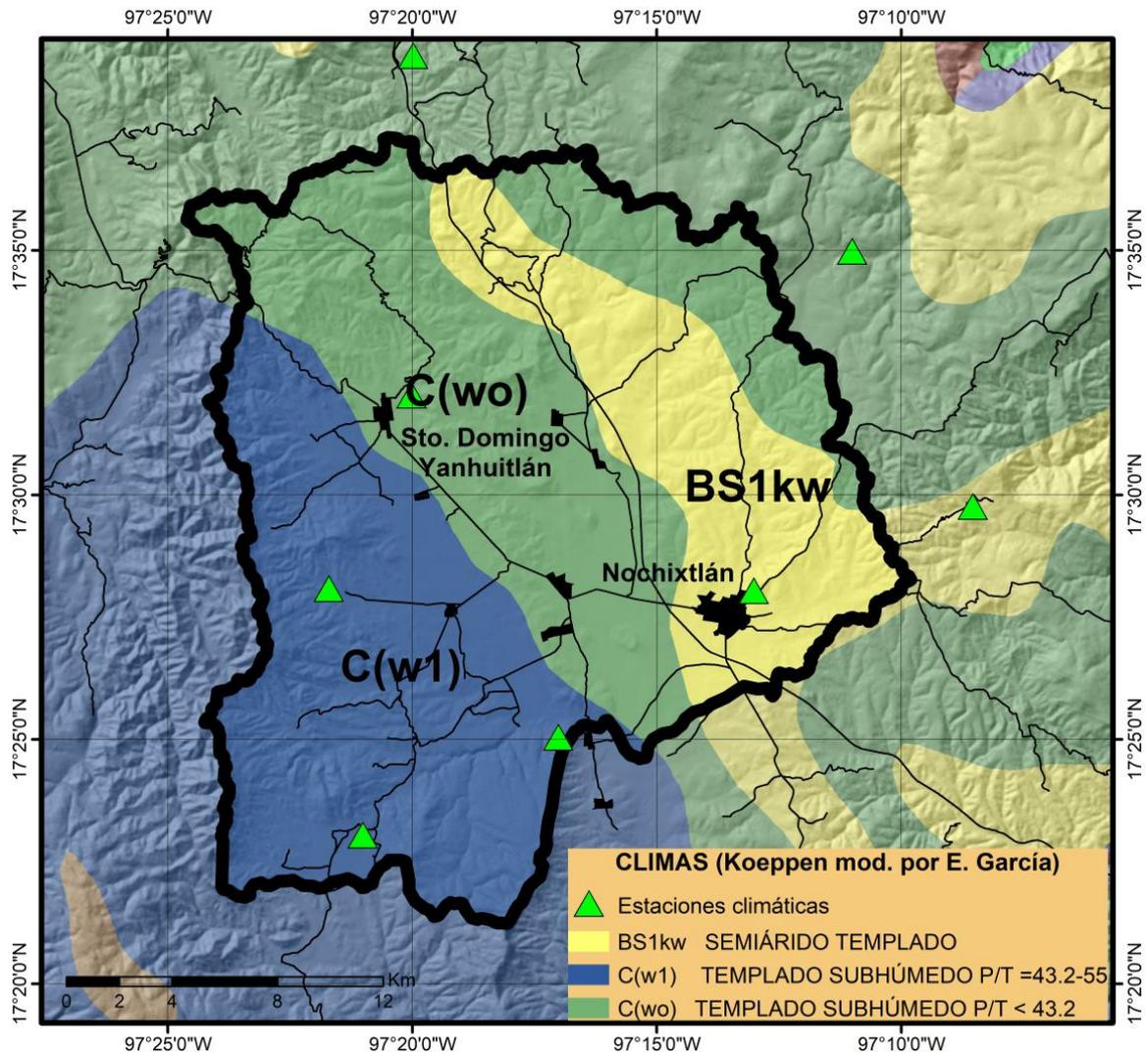


Figura 43. Tipos climáticos en al área de estudio (según Koeppen modificado por E. García). (Fuente: CONABIO)

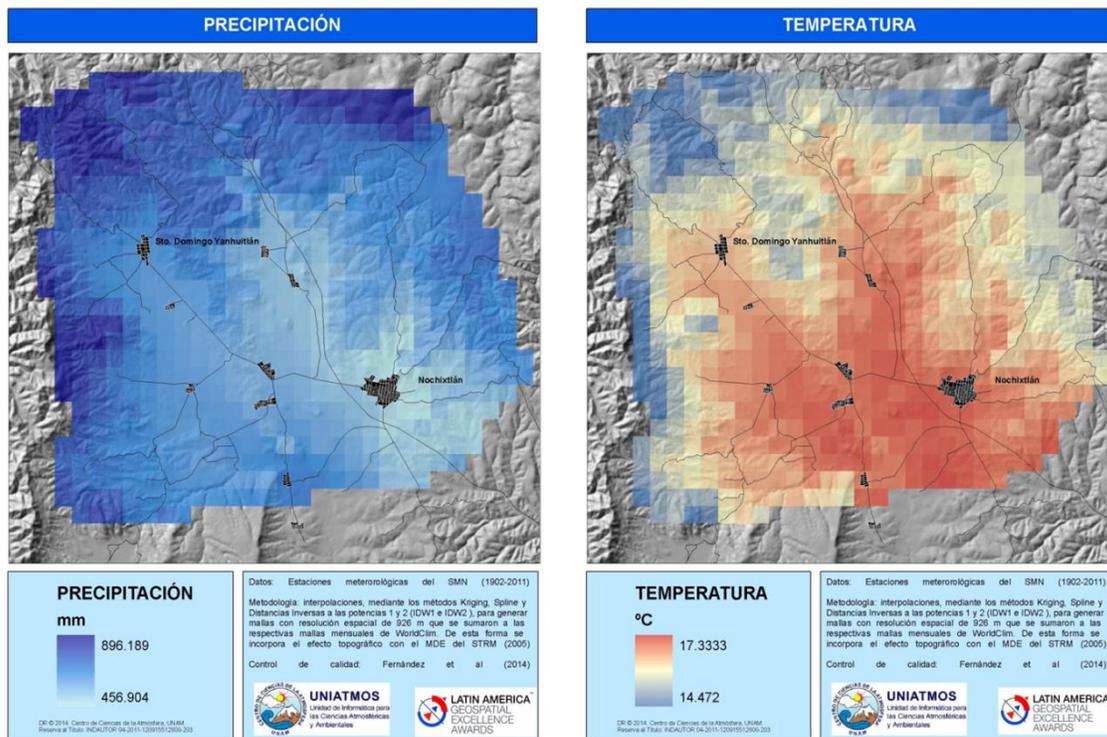


Figura 44. Mapas de climas y distribución de precipitación y temperatura con base en datos de UNIAMTOS

5.1.2 Vegetación en la cuenca alta del río Verde: tipos y cobertura (SAVI)

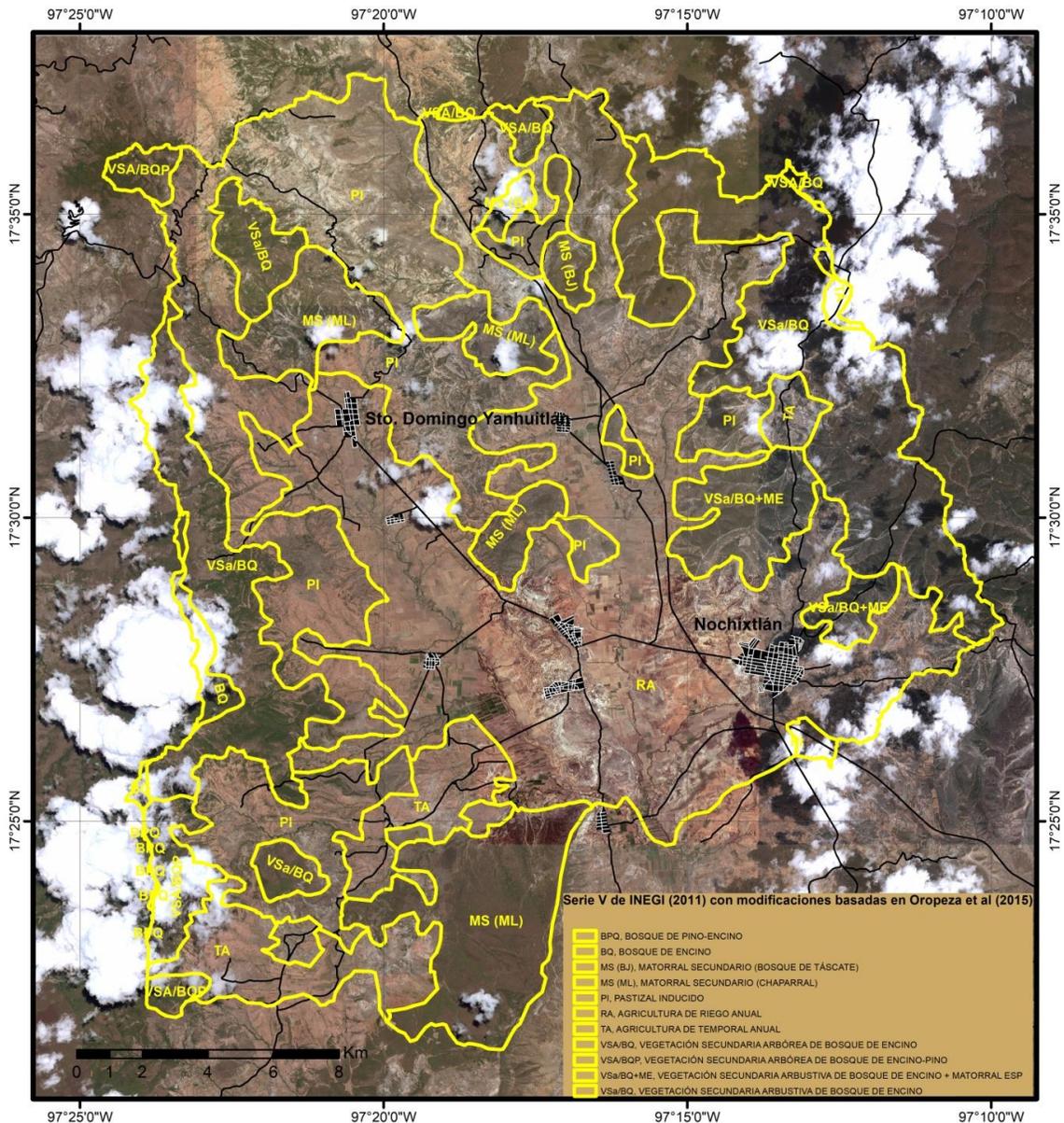
La cuenca alta del río Verde se caracteriza por la escasa presencia de vegetación natural primaria en contraste con una amplia cobertura de vegetación secundaria o cultivos, derivados de un intenso manejo por el ser humano. Smith (1976) expone que la vegetación original del área de estudio se conformaba de bosques de encino y encino-pino en todo el valle, exceptuando las cimas rocosas. La degradación de la vegetación natural se debe a cuestiones de sobrepoblación primero, con el uso intensivo de los recursos maderables para la cocina y construcción y el cambio de uso de suelo agrícola, necesarios para abastecer a los cerca de 20,000 habitantes que llegó a alcanzar el valle en tiempo precolonial (Spores, 1969). Con la colonización española llegó la introducción de especies forrajeras, así como el ganado caprino que intensificó la degradación de las especies arbustivas hasta nuestros días (Guerrero-Arenas et al., 2010). Actualmente, el mapa de vegetación de la serie V a escala 1:250,000 de INEGI (2011), representa apenas un 10% de vegetación primaria en la cuenca. En la última década, las comunidades que habitan el área han ejercido programas de

reforestación con *Pinus oaxacana* a fin de restaurar la vegetación primaria en diferentes zonas de la cuenca.

Esta situación no facilita un levantamiento de tipos de vegetación homogéneos, puesto que las comunidades de vegetación secundaria no tienen una tipología definida. Oropeza et al. (2016) realizaron una caracterización de la vegetación en la cuenca, identificando los siguientes tipos de vegetación y sus especies (Figura 45):

- Bosques de encino y encino-pino: representan el 7 % del área total de la cuenca. Se refiere a los relictos de vegetación primaria situados en las partes más altas de la cuenca, sobre los cerros que la delimitan a una altura entre 2400-2800 msnm. Identificaron 4 tipos de especies de *Quercus spp* entre el estrato arbóreo y arbustivo (blanco, amarillo, rojo o colorado y chinito), acompañado del madroño (*Arbutus spp*), el enebro (*Juniperus fláccida*), la manzanita o pingüica (*Arctotaphylos pungens*), el zumaque (*Rhus spp*), el laurel silvestre (*Litsea glaucescens*) y el taxistle (*Amelanchier denticulata*). Las especies de pino dominante son *Pinus pseudostrobus* y *Pinus Oaxacana*, ésta última la que se usa en las reforestaciones.
- Vegetación secundaria arbórea y arbustiva de bosque de encino: representa el 22.7 % del área total de la cuenca y cubre aquellas zonas que quedaron deforestadas por un cambio de uso y quedaron abandonadas posteriormente, probablemente por el descenso de población. Su alta fragmentación y perturbación no impide que se encuentren la mayoría de especies de bosques de encino, pero diversas especies de acacias, cactáceas y palmas (*Brahea dulcis*) le dan el carácter de vegetación secundaria. Se encuentra a partir de los 2200 m repartida por ambos valles de la cuenca. En la zona oriental de la cuenca (valle de Nochixtlán), más cálida y menos húmeda, predominan las especies de cactáceas, agaváceas y huizaches, apreciándose una transición a matorral espinoso.
- Matorral secundario: Oropeza (2016) combina en esta denominación los bosques de táscate y chaparrales, por la dificultad de establecer unos límites definidos entre ellos por la alta perturbación, formando manchones muy dispersos entre sí. Se localizan en zonas con problemas de erosión y representan el 10 % del total de la cuenca. Algunas especies representativas son el huaje (*Laucaena esculenta*), el casahuate (*Ipomoea spp.*), el yucundede (*Selloa glutinosa*), la yunuyaca (*Eysenhardtia polystachya*) y el yunoyoco (*Condalia mexicana*), entre las sobrevivientes de los bosques de encino originales.

- Pastizal inducido: Con el 23.1 % del área total, representa el tipo de vegetación con mayor distribución en la cuenca, propiciado desde tiempos de la Colonia para llevar a cabo la ganadería extensiva de caprinos y ovinos (Torres, 2004). Los pastizales se encuentran en suelos poco desarrollados, sobre costras de caliche y en terrenos agrícolas abandonados. Contreras (1996) reporta los principales géneros de gramíneas: *Andropogón*, *Aristida*, *Bouteloua*, *Hilaria* y *Muhlenbergia*
- Cultivos: entre los de temporal, temporal anual y riego representan el 42 % de la cuenca situados en las partes bajas de ambos valles.



Ante esta degradación de la vegetación es necesario utilizar un índice que contemple la reflectancia emitida por el suelo-formación litológica, ya que muchas zonas carecen de vegetación. El índice SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) trata de corregir el efecto del suelo en el valor NDVI y se ajusta al objetivo de este trabajo al definir zonas con vegetación y sin vegetación. El ajuste de este índice fue comprobado por una recta de regresión de los puntos pertenecientes a las bandas del infrarrojo (IR) y el infrarrojo cercano (IRC) de la imagen satelital (Huete, 1988). Los puntos cercanos a la línea de suelo (recta de regresión) pertenecen a zonas sin vegetación (figura 46). Según más se alejen los puntos de esta recta, más contenido de vegetación tendrá. Las zonas sin vegetación fueron cotejadas en la totalidad del área con imágenes aéreas Quickbird, de 50 cm. de resolución, obtenidas a través del Laboratorio de Análisis geoespacial del Instituto de Geografía, UNAM. Posteriormente fueron cotejadas también en campo a partir de los mismos puntos de muestreo que se usaron para los tipos de erosión en el capítulo 6 (Figura 64).

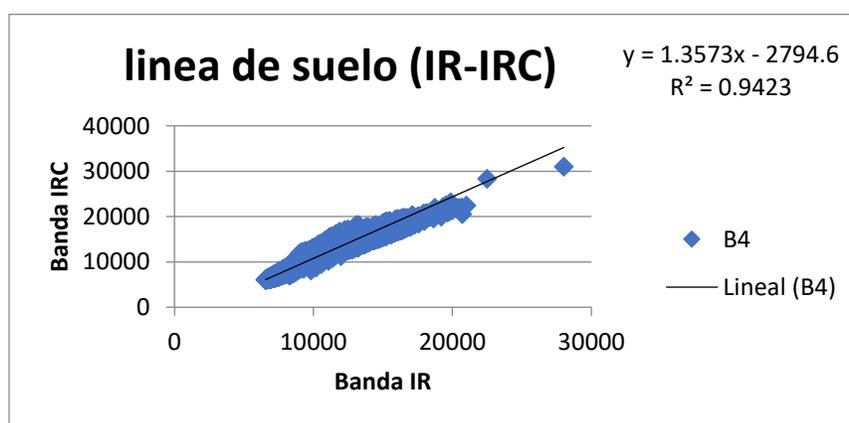


Figura 46. Correlación entre bandas del Infrarrojo (IR) e Infrarrojo cercano (IRC)

Al combinar los valores de la B3 y la B4 con la fórmula del SAVI, los datos resultantes representan la mayor presencia de vegetación en valores positivos o menor en valores negativos. La figura 47 muestra la cartografía de los valores del SAVI en el área de estudio.

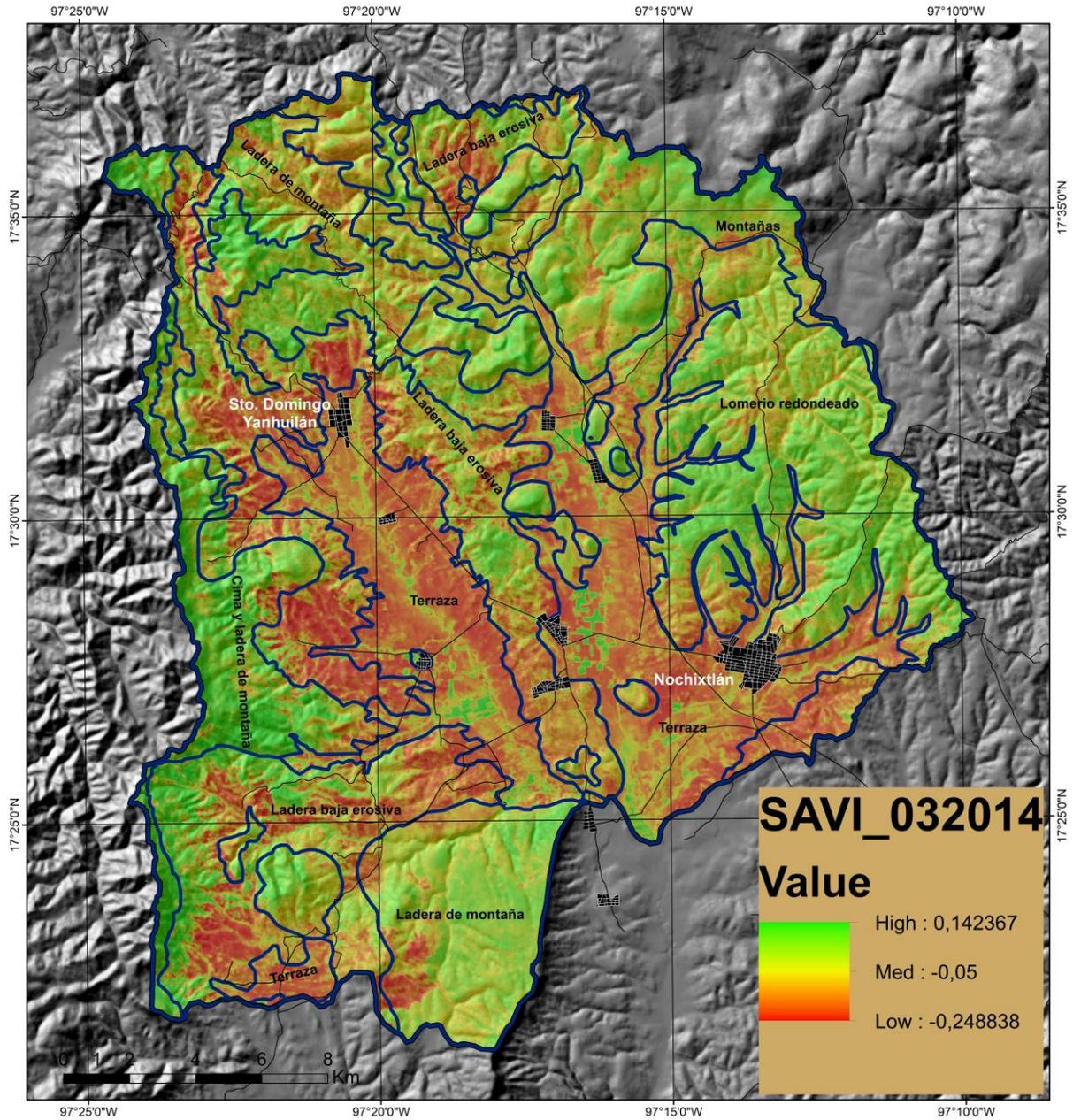


Figura 47. Valores del Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI) en la cuenca alta del río Verde. Valores positivos representan mayor cobertura de vegetación

5.1.3 Balance hídrico en la cuenca alta del río Verde

Los procedimientos detallados para realizar el balance hídrico se presentan en el Anexo 1. Los elementos referidos en el balance hídrico son:

t_m	Temperatura media mensual en °C
ETP	Evapotranspiración potencial en mm.
P	Precipitación media mensual en mm.
P-ETP	Pérdidas o adiciones potenciales de humedad en el suelo
ppa	Pérdidas potenciales acumuladas
ST	Agua almacenada en el suelo
ΔST	Cambios del agua almacenada en el suelo
ETR	Evapotranspiración real
S	Excedente de humedad
Dh	Déficit de humedad
R	Escorrentía total

La zona Este es la más árida de la cuenca (estación Nochixtlán), con un déficit de agua casi todos los meses del año, especialmente los meses de octubre a mayo, durante los cuales se evapotranspira toda la precipitación o ésta se infiltra, lo que provoca que no haya una escorrentía superficial medible por balance hídrico. Sólo un par de meses, en los que la cantidad de lluvia supera los 90 mm/mes, el suelo se recarga de humedad (Figura 48). El tipo de vegetación que encontramos en esta zona es matorral xerófilo con poco follaje (Figura 49). Esta zona es la más expuesta a los procesos de erosión por la escasa cobertura de vegetación

TABLA DE BALANCE HIDRICO (Thorntwaite y Matter)											
nochitxlan; Alt.: m; Lat.: °											
Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	ΔST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	14.30	1.50	46.78	-45.28	-521.47	31.00	-6.00	7.50	-39.28	0.00	0.00
Febrero	15.20	2.10	52.77	-50.67	-572.15	25.00	-6.00	8.10	-44.67	0.00	0.00
Marzo	16.60	12.50	62.82	-50.32	-622.47	20.00	-5.00	17.50	-45.32	0.00	0.00
Abril	17.60	20.20	71.88	-51.68	-674.15	16.00	-4.00	24.20	-47.68	0.00	0.00
Mayo	17.80	64.90	75.33	-10.43	-684.58	16.00	0.00	64.90	-10.43	0.00	0.00
Junio	17.20	92.20	72.56	19.64	-480.00	35.64	19.64	72.56	0.00	0.00	0.00
Julio	17.00	62.30	70.54	-8.24	-488.24	35.00	-0.64	62.94	-7.60	0.00	0.00
Agosto	17.30	65.10	71.24	-6.14	-494.37	34.00	-1.00	66.10	-5.14	0.00	0.00
Septiembre	16.60	90.10	64.08	26.02	-354.00	60.02	26.02	64.08	0.00	0.00	0.00
Octubre	16.10	27.30	59.16	-31.86	-385.86	53.00	-7.02	34.32	-24.84	0.00	0.00
Noviembre	15.20	5.00	51.68	-46.68	-432.55	43.00	-10.00	15.00	-36.68	0.00	0.00
Diciembre	14.50	3.70	47.35	-43.65	-476.19	37.00	-6.00	9.70	-37.65	0.00	0.00
TOTAL	16.28	446.90	746.20	-299.30	--	--	--	446.90	-299.30	0.00	0.00



Diagrama de Balance Hídrico de Thorntwaite y Matter

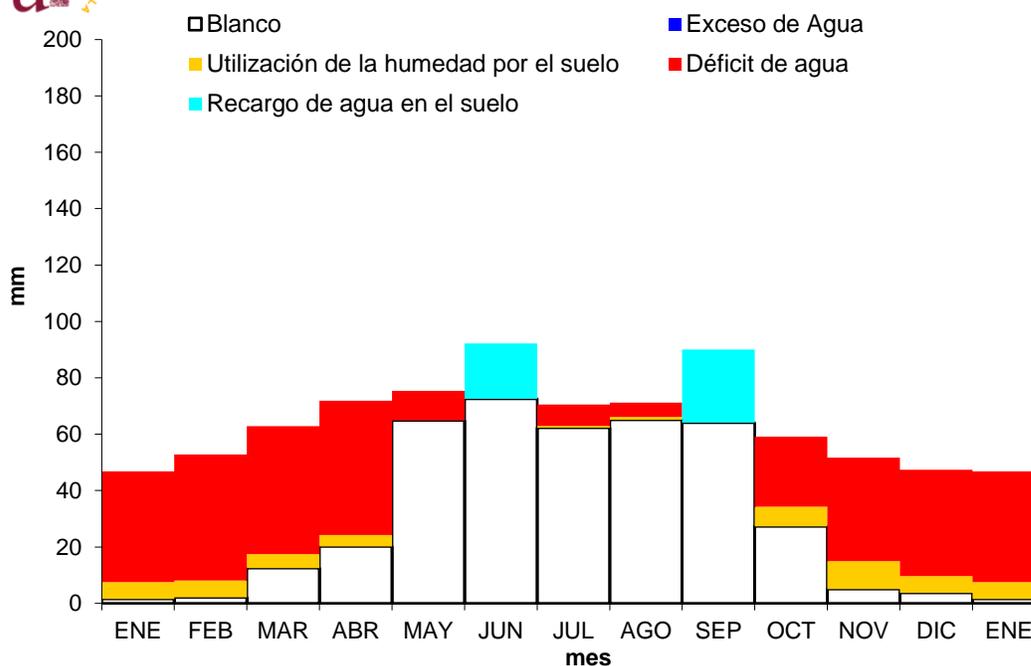


Figura 48. Ficha de balance hídrico de la estación Nochixtlán.



Figura 49. Vegetación xerófila en la zona Noreste del área de estudio (Nochixtlán) sobre la formación Sosola

En la zona central se registra más lluvia y menor temperatura, lo que genera menor evapotranspiración alcanzando un mínimo déficit de agua en el suelo en el periodo seco. No obstante, la recarga de humedad es importante durante todos los meses del periodo de lluvias, alcanzando en el mes de septiembre la capacidad de campo, produciéndose una escorrentía del 3.5 % (22.77 mm) (Figura 50). Aquí la vegetación usa más la humedad del suelo con lo que mantiene el follaje más prolongado en el año que el matorral xerófilo. El tipo de vegetación natural de esta zona es bosque de táscate (*Juniperus* sp), chaparrales y bosques de encino, aunque quedan muy pocos relictos de vegetación primaria por el intenso uso y manejo milenario por el hombre, predominando hoy pastizales inducidos y vegetación secundaria, o simplemente ya no hay suelo (Figura 51). En las zonas donde aflora la formación Yanhuitlán, se forman campos de cárcavas (badlands), fruto de la intensa escorrentía y el material geológico más deleznable.

TABLA DE BALANCE HIDRICO (Thornthwaite y Matter)											
Yanhuitlan; Alt.: 2225m; Lat.: 17 51°											
Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	ΔST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	12.37	3.81	41.05	-37.24	-123.60	152.00	-24.00	27.81	-13.24	0.00	18.67
Febrero	13.34	12.01	46.90	-34.90	-158.50	132.00	-20.00	32.01	-14.90	0.00	2.96
Marzo	15.56	13.76	60.87	-47.10	-205.60	108.00	-24.00	37.76	-23.10	0.00	1.29
Abril	17.06	40.64	72.69	-32.05	-237.65	96.00	-12.00	52.64	-20.05	0.00	0.22
Mayo	17.61	86.58	78.39	8.18	0.00	104.18	8.18	78.39	0.00	0.00	0.05
Junio	16.68	119.33	73.65	45.69	0.00	149.87	45.69	73.65	0.00	0.00	0.02
Julio	15.82	118.03	67.41	50.62	0.00	200.49	50.62	67.41	0.00	0.00	0.01
Agosto	15.77	80.92	65.87	15.05	0.00	215.55	15.05	65.87	0.00	0.00	0.01
Septiembre	15.99	121.91	64.69	57.22	0.00	250.00	34.45	64.69	0.00	22.77	9.34
Octubre	14.52	37.29	54.36	-17.07	-17.07	233.00	-17.00	54.29	-0.07	0.00	15.27
Noviembre	13.10	10.31	44.72	-34.41	-51.48	204.00	-29.00	39.31	-5.41	0.00	27.61
Diciembre	12.25	5.13	40.02	-34.88	-86.36	176.00	-28.00	33.13	-6.88	0.00	27.73
TOTAL	15.01	649.73	710.61	-60.88	--	--	--	626.97	-83.65	22.77	8.60



Diagrama de Balance Hídrico de Thornthwaite y Matter

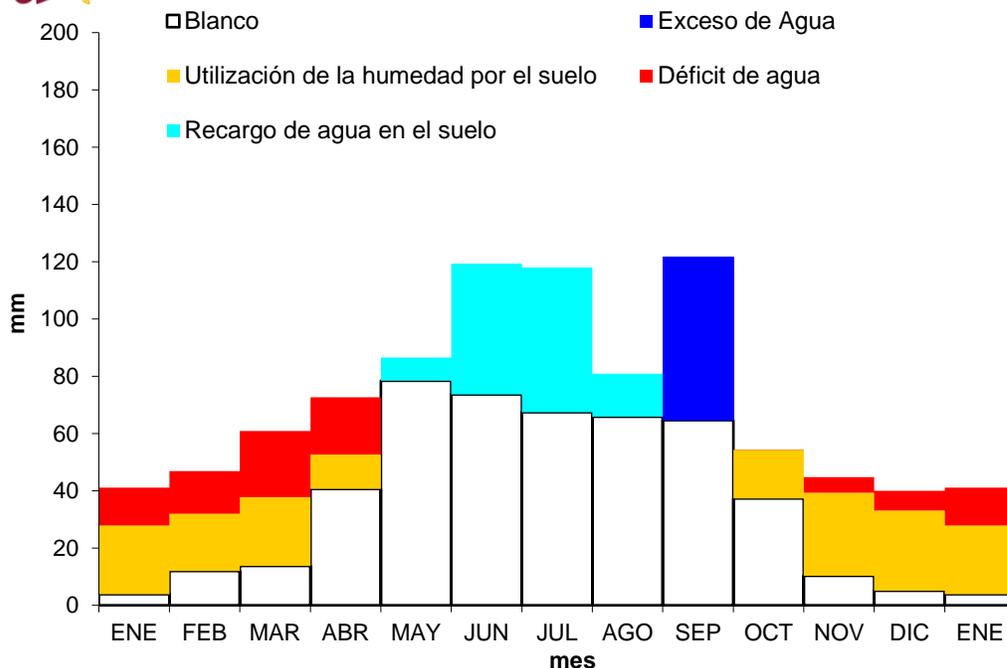


Figura 50. Ficha de balance hídrico Sto. Domingo Yanhuitlán.



Figura 51. Pastizal inducido con bosque de táscate en la zona central del área de estudio sobre toba Llano de Lobos

En la zona occidental y norte de la cuenca, la más montañosa, se produce una mayor descarga pluviométrica reduciendo el déficit de agua hasta casi desaparecer en los meses secos, con una importante utilización de la humedad por el suelo. Al comenzar el periodo de lluvias en un mes queda recargado el suelo obteniendo hasta 5 meses la capacidad de campo, el sobrante (323.06 mm) se convertirá en escorrentía, un 31.42 % de la lluvia según el balance hídrico (Figura 52). Esta escorrentía se comportará diferente según la cobertura de suelo y/o vegetación.

Aquí, en las zonas altas de la sierra, la vegetación primaria son bosques de encino-pino con buena cobertura superficial de sotobosque o/y hojarasca que protege al suelo de la erosión (Figura 53). No obstante, acorde a la situación general de toda la cuenca, esta zona no está exenta de manejo, donde la vegetación secundaria de encino-pino muestra las zonas que fueron y/o son manejadas por el hombre. En laderas abruptas, se encuentran zonas exentas de suelo y vegetación, las cuales presentan una fuerte erosión por escorrentía.

TABLA DE BALANCE HIDRICO (Thornthwaite y Matter)											
Sta. Maria Tiltepec; Alt.: 2330m; Lat.: 17 28 48°											
Mes	T	P	ETP	P - ETP	ppa	ST	ΔST	ETR	Dh	S	%S(P)
Enero	13.60	17.00	43.57	-26.57	-62.24	194.00	-22.00	39.00	-4.57	0.00	40.15
Febrero	15.00	18.80	52.12	-33.32	-95.56	170.00	-24.00	42.80	-9.32	0.00	18.15
Marzo	16.70	21.90	63.92	-42.02	-137.58	143.00	-27.00	48.90	-15.02	0.00	7.79
Abril	17.90	59.70	74.37	-14.67	-152.25	135.00	-8.00	67.70	-6.67	0.00	1.43
Mayo	18.20	128.30	78.60	49.70	0.00	184.70	49.70	78.60	0.00	0.00	0.33
Junio	17.40	190.50	74.46	116.04	0.00	250.00	65.30	74.46	0.00	50.74	13.43
Julio	16.70	136.30	69.03	67.27	0.00	250.00	0.00	69.03	0.00	67.27	34.06
Agosto	16.60	131.80	67.10	64.70	0.00	250.00	0.00	67.10	0.00	64.70	42.16
Septiembre	16.70	183.00	65.20	117.80	0.00	250.00	0.00	65.20	0.00	117.80	47.37
Octubre	15.90	81.00	58.45	22.55	0.00	250.00	0.00	58.45	0.00	22.55	67.43
Noviembre	14.90	43.50	50.50	-7.00	-7.00	243.00	-7.00	50.50	0.00	0.00	62.78
Diciembre	14.00	16.50	45.18	-28.68	-35.67	216.00	-27.00	43.50	-1.68	0.00	82.75
TOTAL	16.13	1028.30	742.49	285.81	--	--	--	705.24	-37.26	323.06	34.82



Diagrama de Balance Hídrico de Thornthwaite y Matter

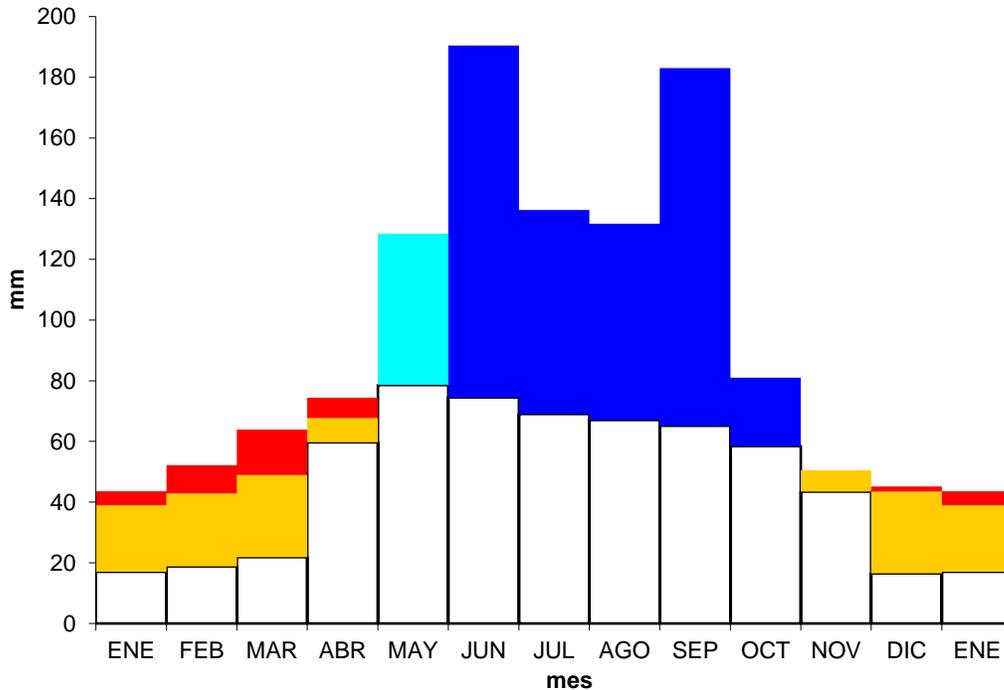


Figura 52. Fichas de balance hídrico en Sta. María Tiltepec.



Figura 53. Bosque de encino primario con alta IBR en el límite W de la cuenca sobre andesita Yucudaac

5.2 Energía potencial de la erosión en la cuenca alta del río Verde

Es esta sección analizaremos la intensidad de la erosión en cada una de las unidades de paisaje geomorfológico con la **Energía potencial de la erosión (EPE)**. Para ello se conjugaron la densidad de disección, la pendiente y la cobertura de la vegetación bajo la premisa de una mayor intensidad de erosión en zonas con mayor densidad de disección y mayor pendiente y en zonas con menor cobertura de la vegetación. La densidad de disección será el factor horizontal de la erosión, la pendiente el factor vertical y la vegetación actúa como factor de control final a los resultados topográficos duros. La suma de los factores positivos de la erosión, mapas de densidad de disección (figura 54) y pendiente media (figura 55), es ajustada al multiplicarse por el factor de retención de erosión representado por la cobertura de la vegetación por el SAVI (figura 56).

La densidad de disección es superior en las formaciones superficiales que se sitúan en la zona más árida y con menor cubierta vegetal. En la formación Yanhuatlán las áreas con densidad de disección intermedia corresponden a las zonas de cárcavas, esto se puede observar con el carácter lineal de las zonas con mayor densidad de drenaje dentro de esta unidad (en color rojo). No obstante, como se comentaba en capítulos anteriores, también se observa cómo a esta escala las líneas de drenaje que genera el SIG están controlados también por la concavidad de las formas del relieve generando altas densidades en zonas con más relieve, homogeneizando así el mapa de densidad de disección. La pendiente es el factor topográfico que controlará la profundidad de la disección, visto en este capítulo de modo general sin entrar en el factor litológico, el cual es determinante según las características físicas del tipo de formación litológica o suelo, como se muestra en el capítulo 4.

Recordemos que para el factor SAVI se optó por la multiplicación estratificada a 4 clases en valores entre los valores 0 a 1, de manera que se convierta en un factor reductor. Para el mayor grado de cobertura multiplicaremos por 0 para generar un valor total de energía potencial de la erosión igual a 0, ya que en estas zonas no existe mucha incertidumbre sobre el modelado erosivo o simplemente no se produce (figura 56), siguiendo la pauta del mapa nacional de erosión de suelo (INEGI, 2014) donde estas unidades coinciden con las áreas clasificadas de NO EROSION.

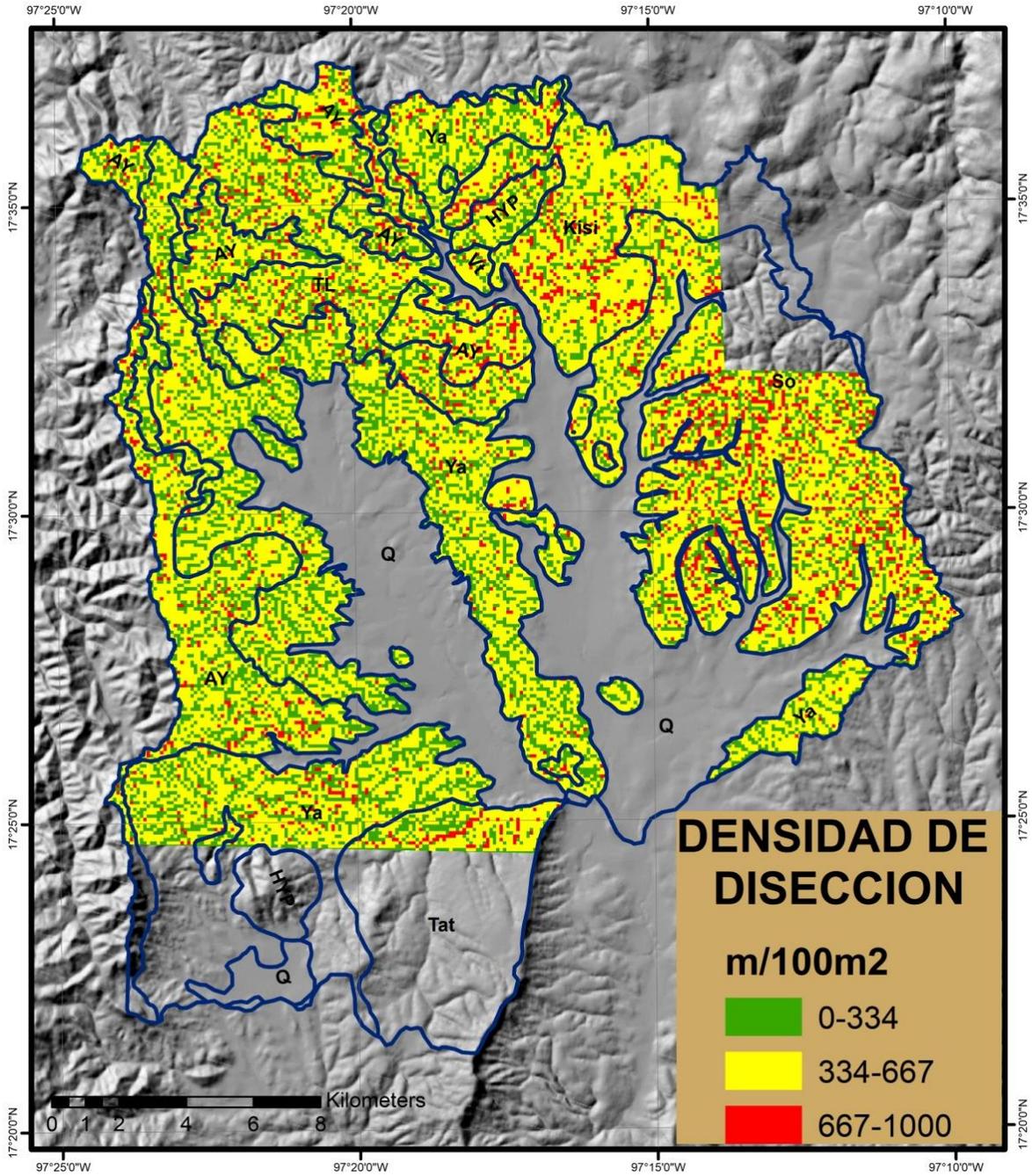


Figura 54. Densidad de disección en las UPGs

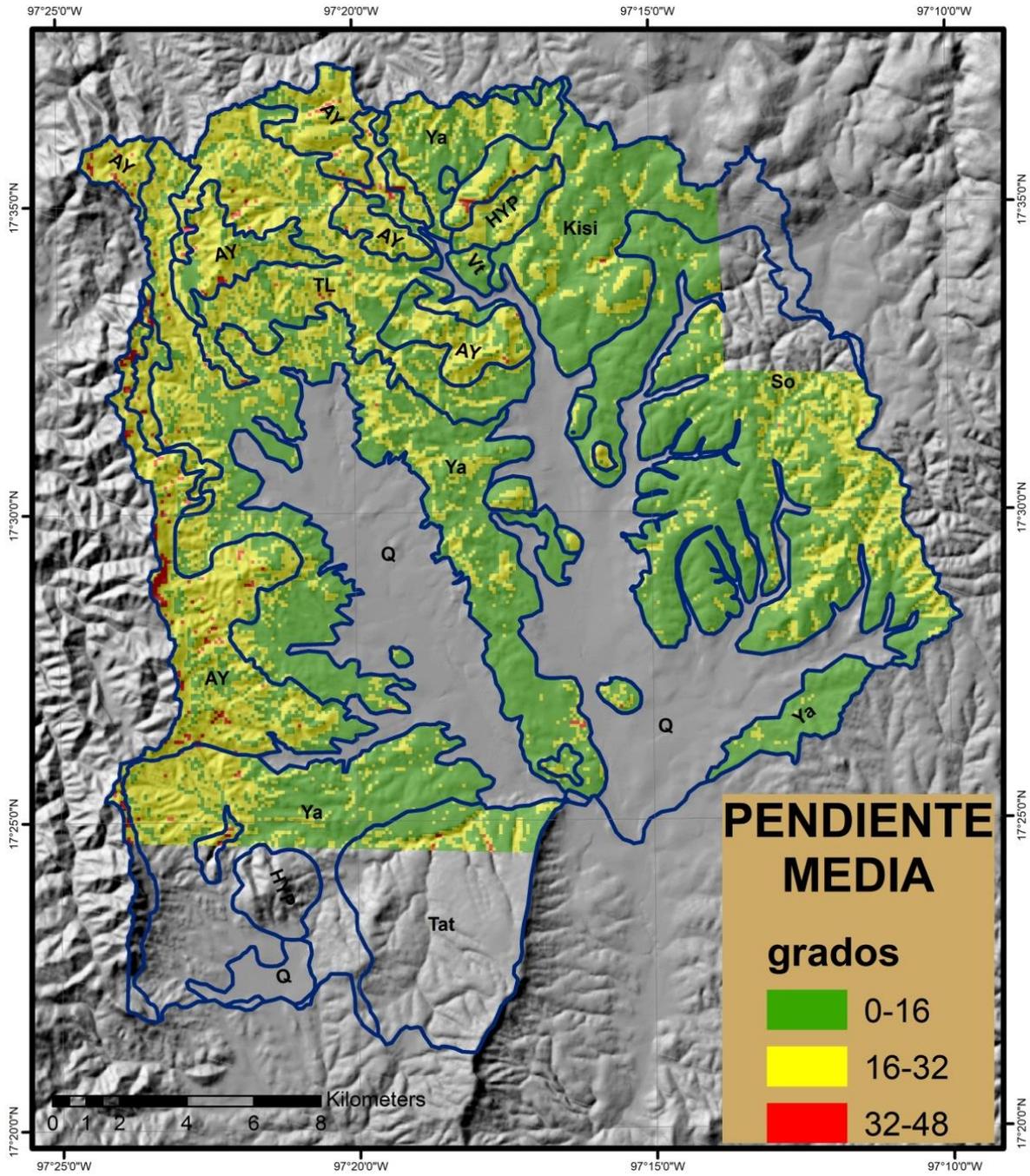


Figura 55. Pendiente media en las UPGs

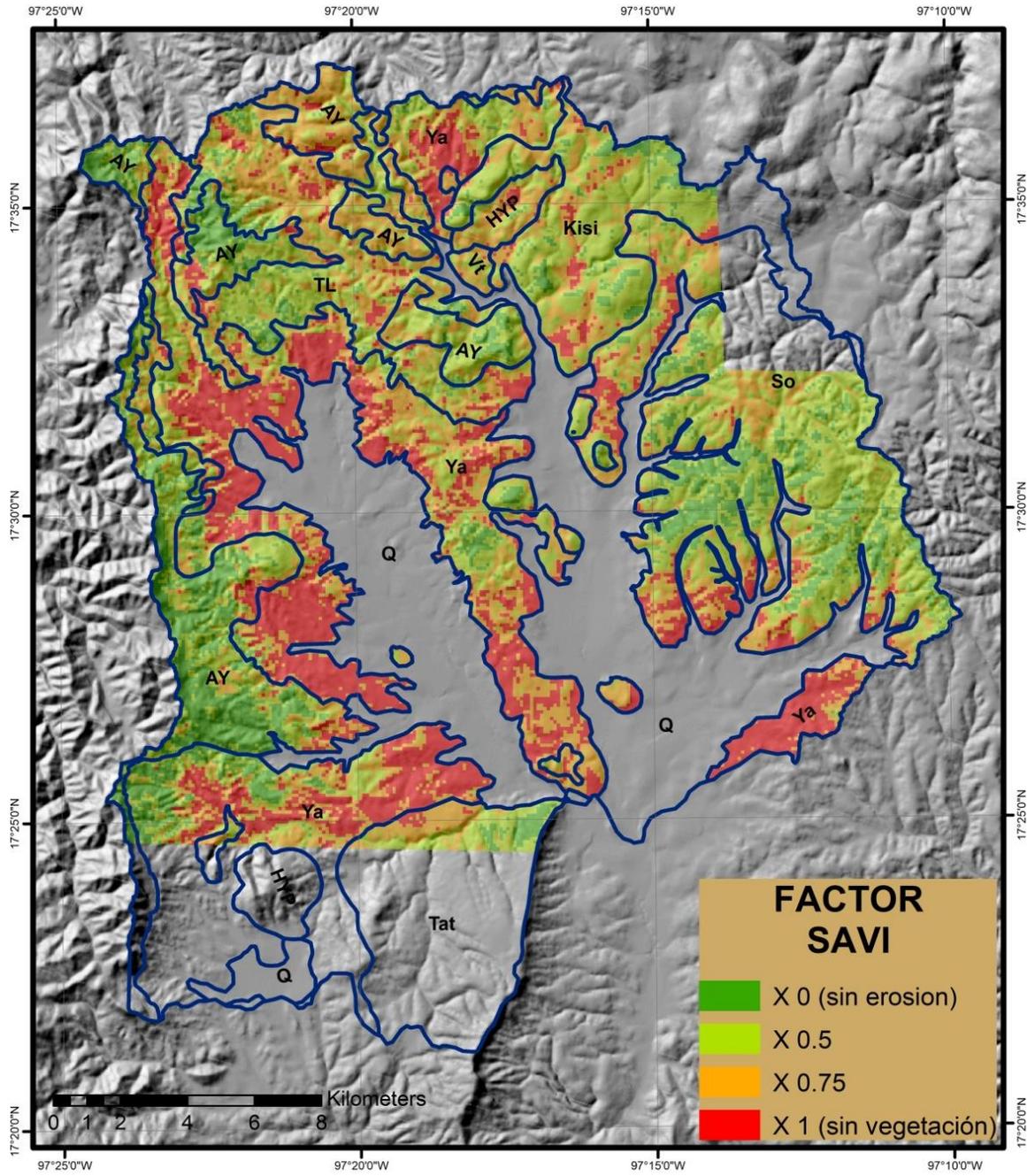


Figura 56. SAVI media en las UPGs

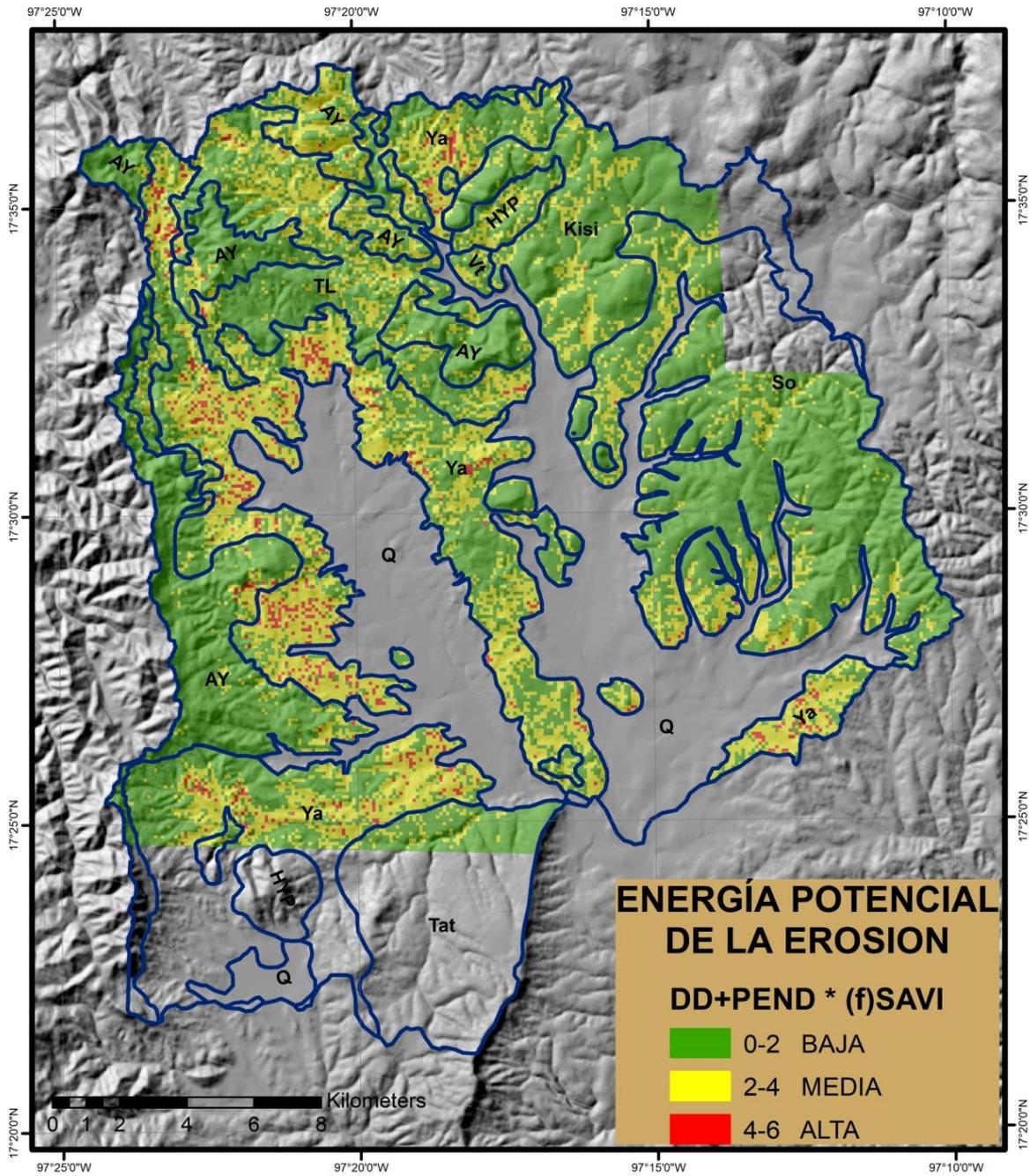


Figura 57. Energía potencial de la erosión en las UPGs

El mapa de energía potencial de la erosión (EPE) (Figura 57) nos muestra las zonas con condiciones más propensas a encontrar altas tasas de erosión en la cuenca. La combinación de los valores máximos de densidad de disección, pendiente y escasa vegetación alcanzan máximos de 6 y mínimos de 0.

Si analizamos las zonas de máxima energía potencial de la erosión por tipo litológico en campo encontramos que la intensa erosión modela estas zonas de manera diferente según la litología expuesta (ya que en estas zonas no queda ya suelo). En la formación Yanhuitlán, que es la litología donde se concentra el mayor porcentaje de zonas con muy alta, erosión encontramos campos de cárcavas (*badlands*) por la poca consolidación de las capas limo-arcillosas que la forman, llegándose a formar circos erosivos de gran tamaño (figura 58).



Figura 58. Modelado con erosión muy alta sobre formación Yanhuitlán en el paraje de las conchas del municipio de Sto. Domingo Yanhuitlán

En las zonas de máxima EPE en la andesita Yucudaac, se produce una fuerte erosión en surcos. Sin embargo, esta roca no es la que aporta mayores tasas de sedimentos debido a su dureza y consolidación, como veremos en el capítulo 6. No obstante, en zonas forestadas, es la unidad donde más se reduce la erosión por el tipo de vegetación (pino-encino) que mantiene suelos con abundante materia orgánica por la hojarasca que acumulan (Figura 59 y 60).



Figuras 59 y 60. Modelado de la erosión sobre andesitas: con erosión muy alta en zonas sin vegetación y sin erosión en zonas forestadas

La Toba Llano de Lobos tiene una erosión principalmente laminar y las zonas de alta energía de erosión se localizan en las barrancas, donde las líneas de drenaje convergen y se generan procesos de remoción en masa. Los depósitos Teotongo tienen el mismo comportamiento que la Toba (Figura 61).



Figura 61. Zonas con alta EPE en toba Llano de Lobos en el paraje Cruz de Tabla (Sto. Domingo Yanhuitlán)

La Formación Sosola tiene un tipo de erosión principalmente laminar, pero tiende a concentrarse en las cabeceras de sus microvalles, que forman superficies cóncavas entre lomeríos redondeados influenciados por fracturas (ver mapa geológico, figura 21). No obstante, en las zonas con una cubierta vegetal media-alta se reduce considerablemente la energía de la erosión (figura 62).



Figura 62. Zona con alta EPE en Formación Sosola en el municipio de Nochixtlán

La Formación San Isidro es la que menos energía de erosión tiene debido a la escasa pendiente, la densidad de su vegetación y la porosidad de su roca caliza. No obstante, con la ausencia de vegetación se forman lapiazes que representan las zonas de mayor erosión de esta litología (Figura 63).

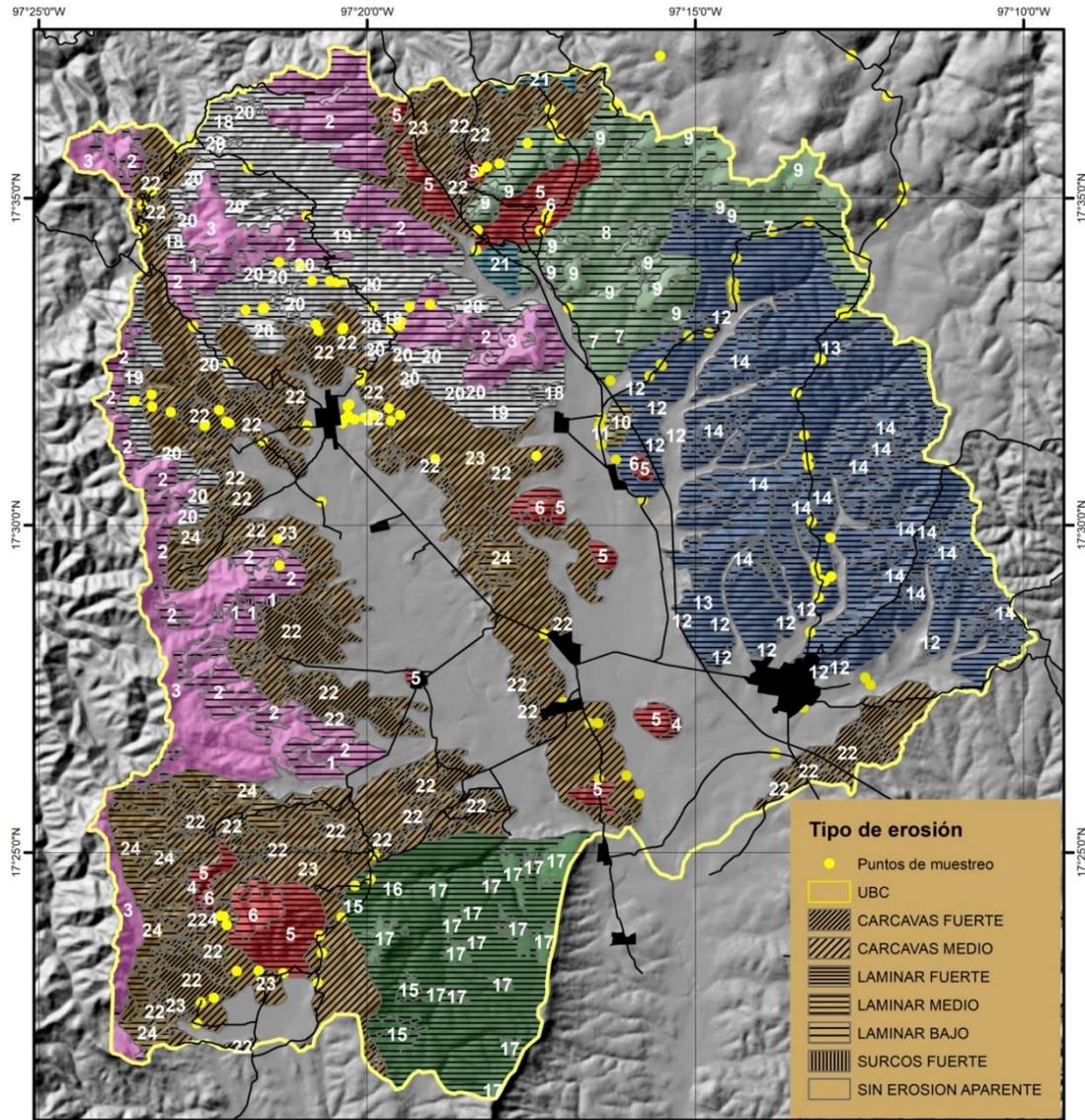


Figura 63. Zona con alta EPE en formación San Isidro en el municipio de Gavillera

Capítulo 6. Unidades de Modelado Erosivo (UME) en la cuenca alta del río verde

El mapa nacional de erosión a escala 1:250,000 que realizó el INEGI en 2014 reporta en el área de estudio erosión de tipo laminar, en surcos y en cárcavas y su intensidad (INEGI, 2014). Partiendo de esta base, se realizaron recorridos de campo para muestrear con GPS equipado con cámara fotográfica con el objetivo de verificar el tipo de erosión que identificó INEGI y los resultados obtenidos por fotogrametría digital en el anterior capítulo y en este. Durante 4 años se realizaron múltiples visitas a la zona, no sólo para este trabajo de tesis, sino también para el proyecto de Geoparque Global UNESCO Mixteca Alta (<http://www.geoparquemixtecaalta.org/>) en el que esta tesis aporta datos sobre el análisis de la erosión. Esto posibilitó la generación de una base de datos de muestreo de erosión con un total de 160 puntos con la localización GPS y su foto asociada para corroborar el tipo de erosión asociado a estas unidades (figura 64).

El intemperismo en las diferentes litologías de la cuenca produce modelados erosivos con morfometrías distintas según las condiciones físicas y bioclimáticas de las unidades de análisis. A simple vista se observaron cárcavas en la **Formación Yanhuatlán**, surcos en la **Andesita Yucudaac** o erosión laminar en la **Toba Llano de Lobos** en zonas sin vegetación, representando los 3 tipos generales de erosión en la cuenca que más se definen por tipo litológico. En el caso de la Formación Yanhuatlán el alto contenido de arcilla es el que cobra relevancia, el cual favorece la formación de badlands por su alta desagregación. La Formación Yanhuatlán está formada en su mayoría por illita y montmorillonita. (Schlaepfer, 1970), Jackson *et al.* (1948) sugieren una relación de resistencia de arcillas al intemperismo según la estabilidad de sus minerales, posicionando a la montmorillonita de las más intemperizables. El intemperismo en la Andesita Yucudaac es por procesos de oxidación, hidrólisis e hidratación. La infiltración del agua a través de las fisuras ayuda a la descomposición de la roca, en este caso concentrándose en surcos. Blackwelder (1925) expone una mayor abundancia de este tipo de intemperismo en zonas con contraste seco/húmedo, como esta zona. El tipo de erosión que se observa en la Toba llanos de Lobos es laminar, probablemente por sus características físicas de textura y compacidad.



ID	Clave	Geomorfología	Formación	Litología	Cobertura de la Vegetación
1	AY	Cima y ladera de montaña	Andesita Yucudaac	Andesita	Vegetación dispersa
2	AY	Cima y ladera de montaña	Andesita Yucudaac	Andesita	Cobertura media
3	AY	Cima y ladera de montaña	Andesita Yucudaac	Andesita	Cobertura alta
4	HYP	Lomerio redondeado	Intrusivos/Hypabisales	dioritas, cuarzodioritas, hornblenda...	Vegetación dispersa
5	HYP	Lomerio redondeado	Intrusivos/Hypabisales	dioritas, cuarzodioritas, hornblenda...	Cobertura media
6	HYP	Lomerio redondeado	Intrusivos/Hypabisales	dioritas, cuarzodioritas, hornblenda...	Cobertura alta
7	Kisi	Montañas	Formación San Isidro	Caliza-lutita, limolitas y areniscas	Vegetación dispersa
8	Kisi	Montañas	Formación San Isidro	Caliza-lutita, limolitas y areniscas	Cobertura media
9	Kisi	Montañas	Formación San Isidro	Caliza-lutita, limolitas y areniscas	Cobertura alta
10	Pz	Lomerio redondeado	Formación Ixtaltepec	Calizas-lutitas, limolitas y areniscas	Cobertura media
11	Pz	Lomerio redondeado	Formación Ixtaltepec	Calizas-lutitas, limolitas y areniscas	Cobertura alta
12	So	Lomerio redondeado	Formación Sosola	Conglomerado(gravas)	Vegetación dispersa
13	So	Lomerio redondeado	Formación Sosola	Conglomerado(gravas)	Cobertura media
14	So	Lomerio redondeado	Formación Sosola	Conglomerado(gravas)	Cobertura alta
15	Tat	Ladera de montaña	Cong. Tecomatlan	Conglomerado(gravas)	Vegetación dispersa
16	Tat	Ladera de montaña	Cong. Tecomatlan	Conglomerado(gravas)	Cobertura media
17	Tat	Ladera de montaña	Cong. Tecomatlan	Conglomerado(gravas)	Cobertura alta
18	TL	Ladera de montaña	Toba Llano de Lobos	Toba riódacítica-andesítica	Vegetación dispersa
19	TL	Ladera de montaña	Toba Llano de Lobos	Toba riódacítica-andesítica	Cobertura media
20	TL	Ladera de montaña	Toba Llano de Lobos	Toba riódacítica-andesítica	Cobertura alta
21	Vt	Lomerio redondeado	Depósitos Teotongo	Epiclasticos toba-arenisca	Cobertura media
22	Ya	Ladera baja erosiva	Formación Yanhuatlán	Arcillas-limolitas	Vegetación dispersa
23	Ya	Ladera baja erosiva	Formación Yanhuatlán	Arcillas-limolitas	Cobertura media
24	Ya	Ladera baja erosiva	Formación Yanhuatlán	Arcillas-limolitas	Cobertura alta

Figura 64. Unidades de modelado erosivo (UME), donde se aprecian los tipos de erosión y su intensidad según el tipo de litología, formas del terrenos y coberturas de vegetación

6.1 Cimas y laderas en Andesita Yucudaac con erosión en surcos (UME 1), laminar (UME 2) y sin erosión (UME 3)

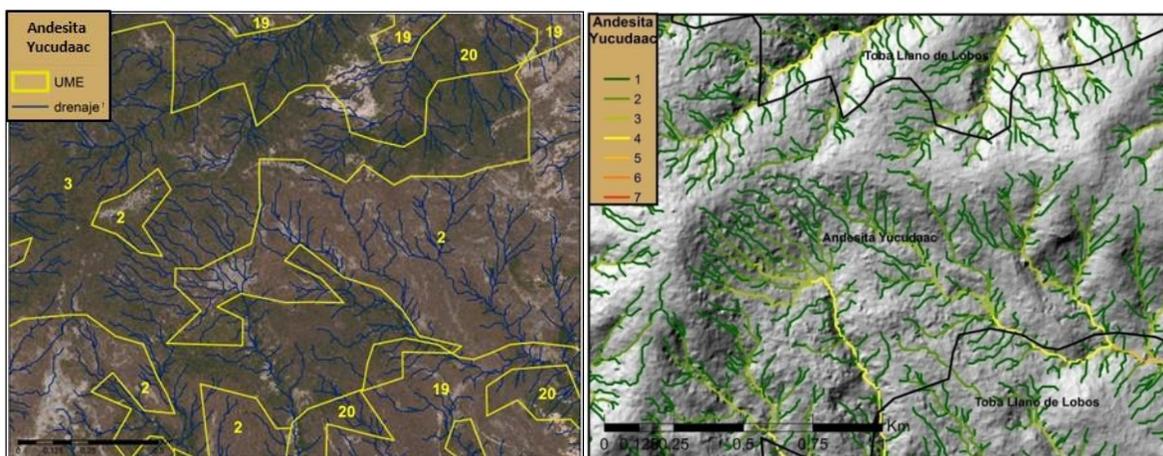
Las vertientes presentan escorrentía difusa que se concentra en surcos en lugares donde no hay vegetación (Ortiz et al., 2016). La Andesita Yucudaac tiene la 2° menor densidad de disección general (12.6 km/km²) y la menor densidad por microcuenca (55.26 m/ha) y sus líneas de drenaje necesitan una gran área de captación (1.59 ha por escurrimiento)

Los patrones de drenaje son tipo Trellis que forman surcos al concentrarse. Tiene órdenes de drenaje bajo, con más del 90 % de sus líneas de drenaje en los 3 primeros órdenes, no obstante alcanza órdenes de 5 en algunas zonas influenciadas por su situación orográfica (Figura 65).

UME 1: surcos en zonas sin vegetación

UME 2: tipo de erosión laminar por protección de la escasa cubierta de suelo

UME 3: en lugares con cobertura alta se produce mayor estabilidad de ladera, formándose suelos más desarrollados. Estos bosques de encino-pino tienen gran cantidad de heno en la parte occidental de la cuenca, mientras que en la parte oriental de la cuenca carecen de ellos por condiciones más áridas, lo que nos refleja menor intensidad bioclimática que tendrá también efecto en la formación de suelo y en la erosión. No obstante, las zonas con alta densidad de vegetación de encino pino carecen de erosión.



Figuras 65. Patrones y órdenes de drenaje sobre andesitas Yucudaac (2 km al norte de Sto. Domingo Yanhuitlán)



Figura 66. Cima de montaña en Andesita Yucudaac con vegetación y sin vegetación en el límite NW de la cuenca de Yanhuitlán (14-09-2015). Arriba: UME1, sin erosión. Centro: UME2, erosión laminar con relictos de vegetación. Abajo: UME 3, erosión en surcos en zonas sin vegetación

6.2 Cerros intrusivos hipabisales con erosión laminar fuerte (UME 4) laminar medio (UME 5) y laminar bajo (UME 6)

Se trata de cerros intrusivos aislados (figura 67) en la cuenca, por lo que los patrones de drenaje serán muy poco desarrollados siendo de tipo radial. Presenta los menores órdenes de drenaje de la cuenca, no llegando a formarse de tipo 4 en ninguna área. Es el 2° con menor densidad de disección por microcuenca (58.91 m/ha) pero se diferencia de la andesita por la pequeña área de captación de sus líneas de drenaje (1.40 Ha), debido a su morfología. La erosión es laminar con mayor intensidad según se reduce la vegetación.



Figura 67. Erosión laminar en cerros hipabisales al norte de Nochixtlán (13-09-2015)

En este caso la vegetación es de matorral con densidad alta en la cima de los cerros, reduciéndose paulatinamente conforme al descenso de la ladera, aumentando la intensidad de la erosión. Las UME se ordenan de la parte baja a la parte cumbre de estos cerros por morfología y densidad de vegetación (figura 68)

UME 4 (laminar grado fuerte); UME 5 (laminar grado medio); UME 6 (laminar grado bajo)

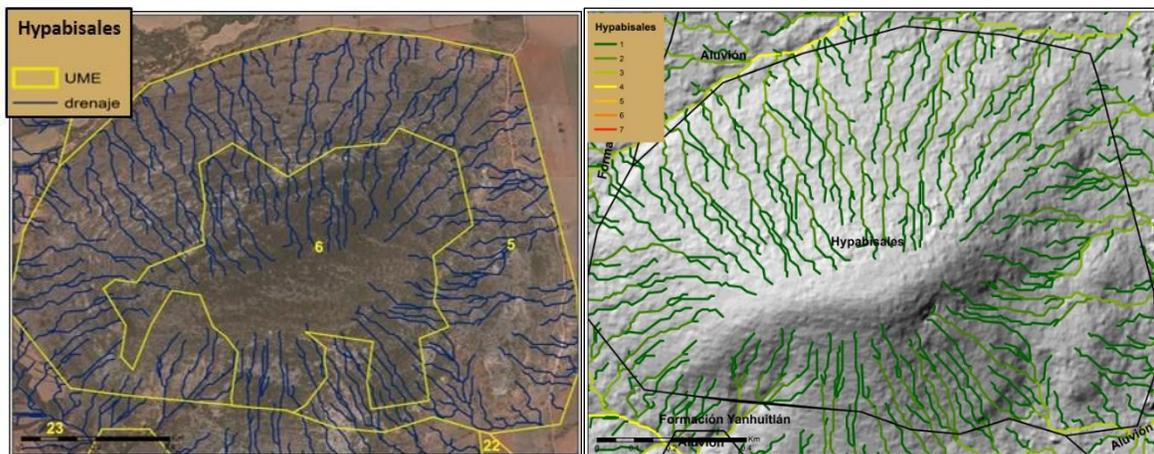


Figura 68. Patrones y órdenes de drenaje sobre cerros hipabisales (1 km. Al W de Yucuita)

6.3 Montañas en formación San Isidro con erosión laminar media (UME 7), laminar bajo en lapiares (UME 8) y sin erosión (UME 9).

Es la litología que mayor densidad de disección tiene a todos los niveles: general (16.7 km/km^2) y por microcuenca (73.07 m/ha). Las áreas de captación de las líneas de drenaje son de 1.48 ha de media. El tipo de erosión es laminar formando canales por la micromorfología de la erosión kárstica, lo que genera altos órdenes de drenaje (6). Esto se debe a que las calizas tienen una alta permeabilidad, lo que favorece la erosión subsuperficial, con procesos endo y epi-kársticos como cuevas, lapiares y dolinas. La erosión de la *terra-rossa* se produce en forma de cárcavas en las dolinas (Figura 69).

UME 7 (Laminar grado medio); UME 8 (Laminar grado bajo en lapiares); UME 9 (SE)

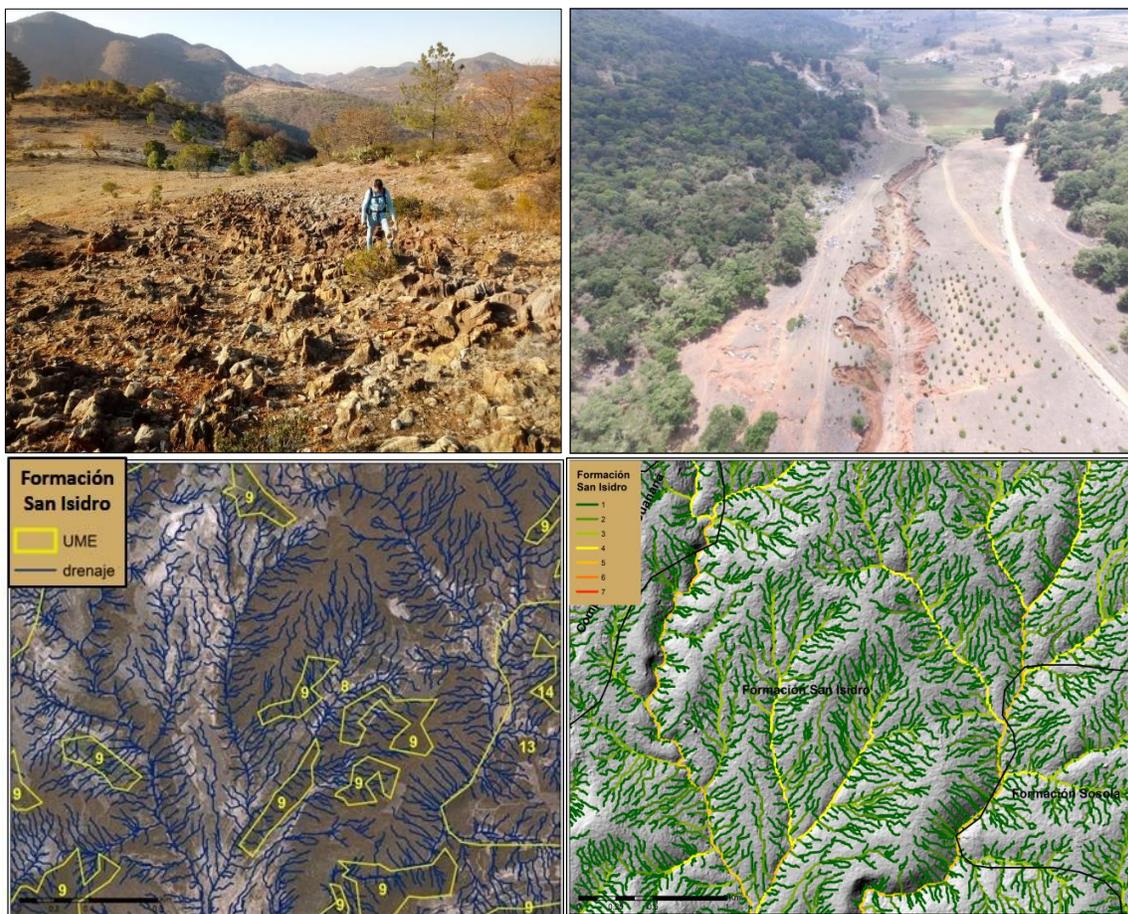


Figura 69. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación San Isidro en el poblado de Gavillera (13-09-2015)

6.4 Lomeríos redondeados en Formación Ixtaltepec con erosión laminar media (UME 10) y laminar bajo (UME 11)

Con una situación similar a los cerros intrusivos hipabisales, es el de menor tamaño representado en el área de estudio, reducido a un solo cerro. Esto le confiere procesos de erosión laminar con baja densidad de drenaje (59.26 m/ha) y la menor área de captación de los líneas de drenaje, dada la morfología elongada de este cerro (1.35 ha de media). Los órdenes de drenaje son bajos con más del 90 % de las líneas de drenaje por debajo del grado 3. Las unidades biogeomorfológicas también tiene un comportamiento similar a los hipabisales por geomorfología y densidad de cobertura de la vegetación (Figura 70 y 71).



Figura 70. Erosión laminar en Formación Ixtaltepec al N. de Yucuita (13-09-2015)

UME 10 (Laminar grado medio); UME 11 (laminar grado bajo)

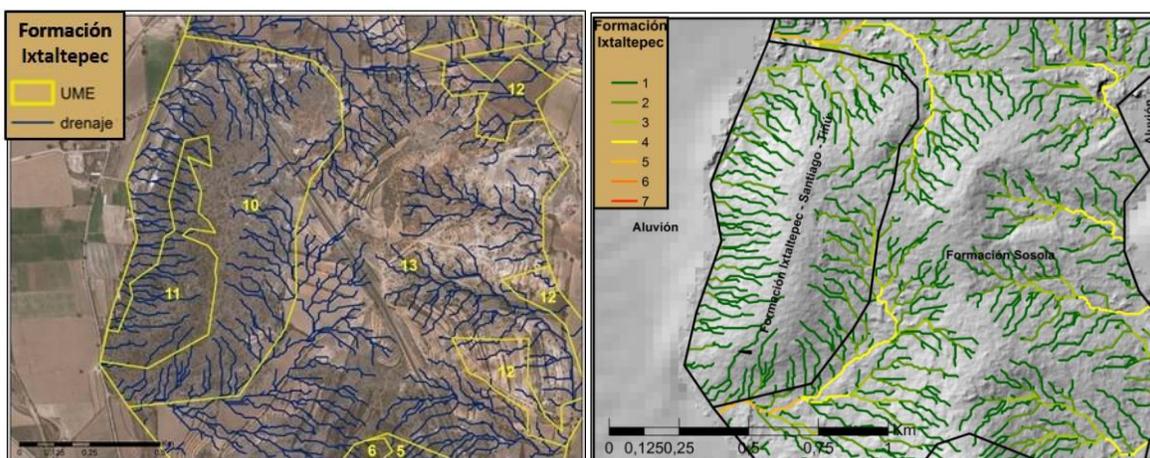


Figura 71. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Ixtaltepec al N. de Yucuita

6.5 Lomeríos redondeados en Formación Sosola con erosión laminar fuerte (UME 12) laminar medio (UME 13) y laminar bajo (UME 14)

La Formación Sosola (Figura 72) presenta una morfología muy característica por la disposición de sus lomeríos residuales de los grandes abanicos de conglomerado que se generaron en el Plioceno (Schlaepfer, 1970). Presenta una erosión laminar en las partes altas de sus lomeríos la cual se concentra en forma dendrítica formando valles



Figura 72. Erosión laminar en Formación Sosola 2 km al NE de Nochixtlán (13-09-2015)

sinuosos. El tipo de erosión en esta unidad es laminar con diferente intensidad según la cobertura. Los órdenes de drenaje llegan hasta 5 (Figura 73). La Formación Sosola tiene una densidad de drenaje intermedia (13.2 km/km^2) y áreas de captación de las líneas de drenaje grande (1.56 ha); no obstante, las microcuencas que se generan son de pequeño tamaño (9.14 ha de media) mostrando valles sinuosos influenciados por fracturas tectónicas (ver mapa geológico, figura 21)

UME 12 (Laminar grado fuerte); UME 13 (Laminar grado medio); UME 14 (Laminar grado bajo)

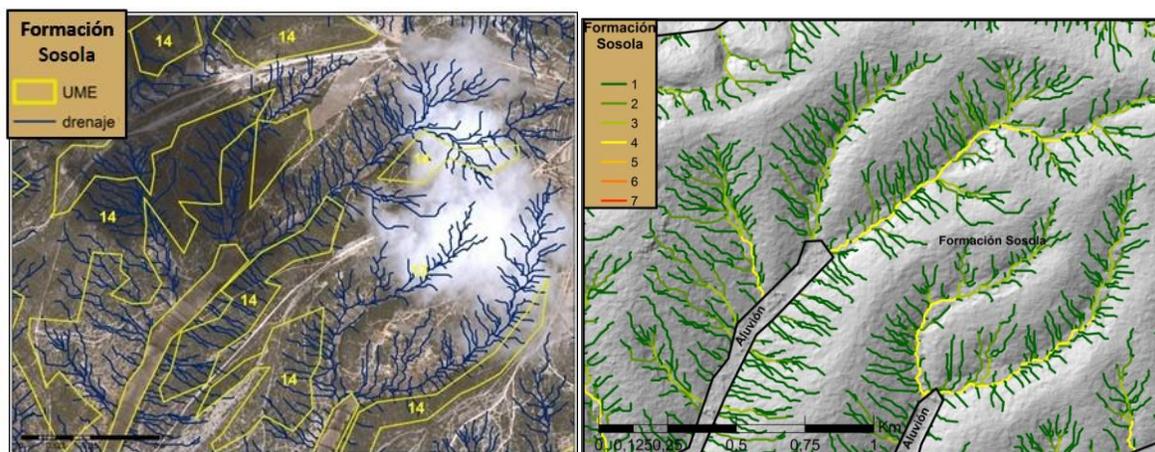


Figura 73. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Sosola al NE de Nochixtlán

6.6 Laderas de montaña en Conglomerado Tecomatlán con erosión laminar medio (UME 15) laminar bajo (UME 16) y sin erosión (UME 17)

Esta unidad tiene una fuerte influencia tectónica en su modelado erosivo por la falla Tecomatlán. Contiene erosión laminar similar al conglomerado de la Formación Sosola, con la diferencia de que se concentra en los pequeños valles estructurales con rumbo N-S, asociados a la falla Tecomatlán (Santamaría, 2008) (Figura 74 y 75). El tipo de erosión es laminar de grado medio y bajo en zonas con escasa cubierta vegetal y sin erosión aparente bajo matorral denso. Los órdenes de drenaje no alcanzan el grado 5.



Figura 74. Erosión laminar en conglomerado Tecomatlán (Tat) al W de San Miguel Tecomatlán (15-09-2015)

UME 15 (laminar grado medio); UME 16 (Laminar grado bajo); UME 17 (SE)

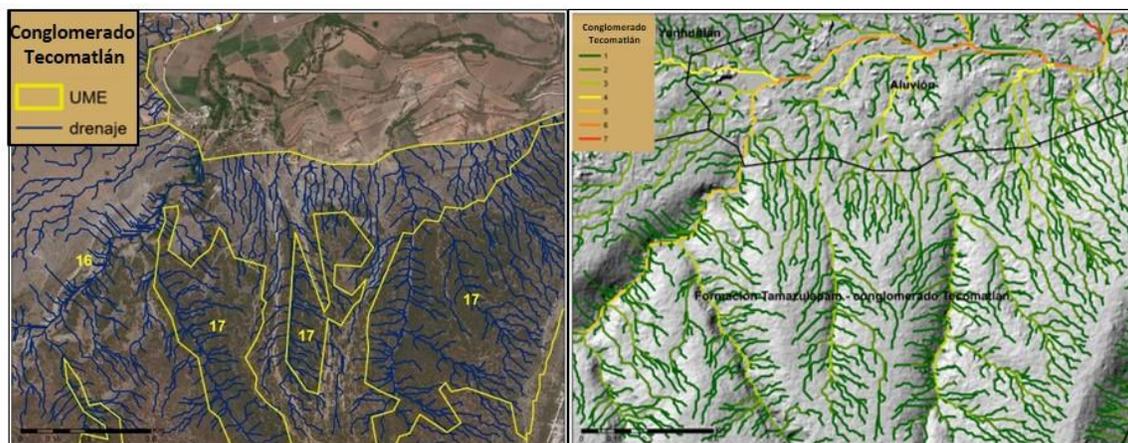


Figura 75. Patrones y órdenes de drenaje sobre Formación Tecomatlán al W de San Miguel Tecomatlán (15-09-2015)

6.7 Laderas de montaña en Toba Llano de Lobos con erosión laminar fuerte (UME 18) laminar medio (UME 19) y laminar bajo (UME 20)

Esta unidad contiene gran parte de superficie desnuda en donde, debido a la escasa cobertura vegetal, se produce una intensa erosión por el impacto de las gotas de lluvia. En zonas de ladera abrupta se producen remociones en masa por la infiltración de agua a través de grietas en el terreno (figura 76).



Figura 76. Erosión laminar en Toba Llano de Lobos (2 km al sur de Sto. Domingo Tonaltepec) (Foto: 14-09-2015)

La toba Llano de Lobos es la litología con menor densidad de disección (12.5 km/km²), con las mayores áreas de captación por escurrimiento (1.56 ha). El tipo de erosión dominante es laminar en sus 3 tipos de unidades, con la diferencia de mayor retención de suelo conforme aumenta la cobertura vegetal y, por tanto, menor intensidad de la erosión. Órdenes de drenaje: 6 (figura 77)

UME 18 (Laminar grado fuerte); UME 19 (Laminar grado medio); UME 20 (Laminar grado bajo)

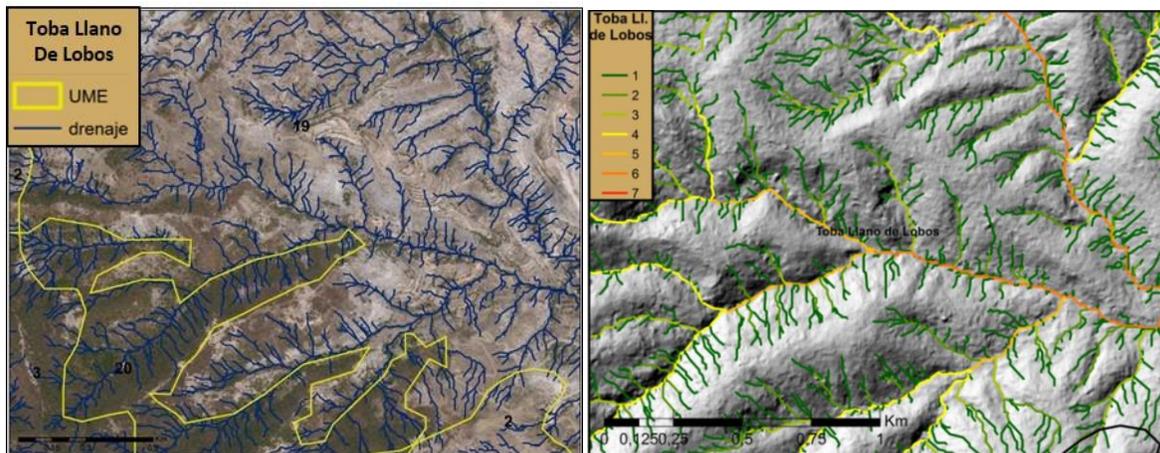


Figura 77. Patrones y órdenes de drenaje sobre Toba Llano de Lobos al Sur de Sto. Domingo Tonaltepec (14-09-2015)

6.8 Lomerío redondeado en Depósitos Teotongo con erosión laminar media (UME 21)

Representa apenas 2 km² de superficie, en una sólo Unidad de Modelado Erosivo (figura 78) donde sólo se desarrollan redes con orden de drenaje 3. Tiene una baja densidad de disección general (12.7 km/km²), no obstante en tan poca superficie genera 22 microcuencas de drenaje con un area media de 6.86 ha. ya que el área de captación media de las líneas de drenaje es de 1.43 ha/escorrimento (figura 79).



Figura 78. Erosión laminar en Depósitos Teotongo al S de rio Verde (14-09-2015)

UME 21 (Laminar grado medio)

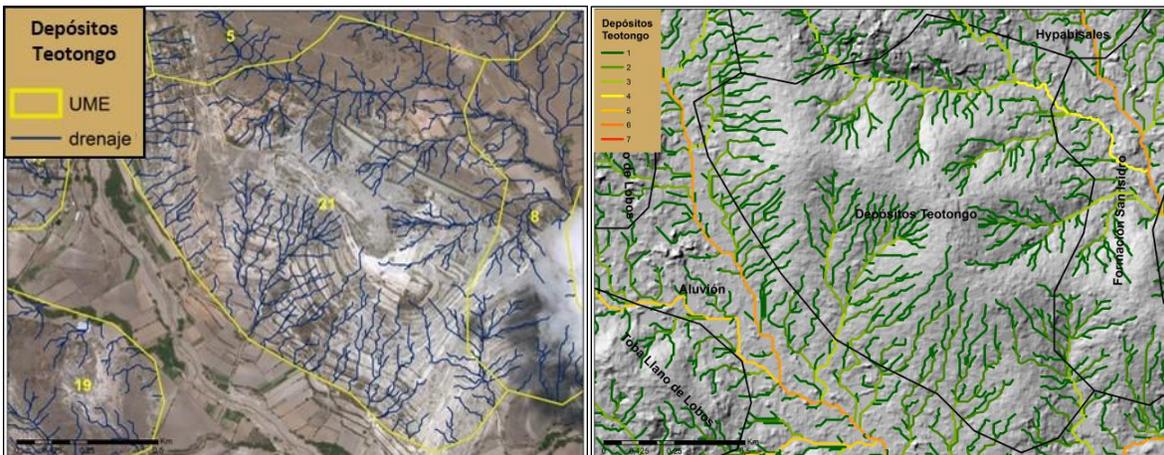


Figura 79. Patrones y órdenes de drenaje sobre depósitos Teotongo al S de Rio Verde (14-09-2015)

6.9 Laderas en Formación Yanhuitlán con erosión en cárcavas (UME 22) laminar medio (UME 23) y laminar bajo (UME 24)

La Formación Yanhuitlán tiene una alta erodabilidad por su fina granulometría y poca consolidación (Schlaepfer, 1970), lo que genera el tipo de erosión en cárcavas, formando campos de cárcavas (figura 80).

Las unidades de modelado erosivo de la Formación Yanhuitlán presentan un modelado de la erosión diferente si tienen vegetación o no, formando badlands en las zonas desprovistas de vegetación y laminar donde sí existe vegetación. Este es el motivo por el que no se representa como la litología con mayor densidad de disección (13.7 km/km^2) a esta escala (aunque gran parte de su superficie sean cárcavas). No obstante, es la formación superficial donde más órdenes de drenaje se generan (7), en la zona de cárcavas (figura 81). En el capítulo 7 se analizan las diferencias de esta formación con sus formaciones vecinas a más detalle.

UME 22 (cárcavas grado fuerte); UME 23 (Cárcavas grado medio); UME 24 (Laminar grado medio)



Figura 80. Erosión en Formación Yanhuitlán al E de Sto Domingo Yanhuitlán (11-09-2015). La vegetación retiene el suelo, limitando la erosión al tipo laminar. En las zonas donde ya no hay suelo se genera erosión en cárcavas

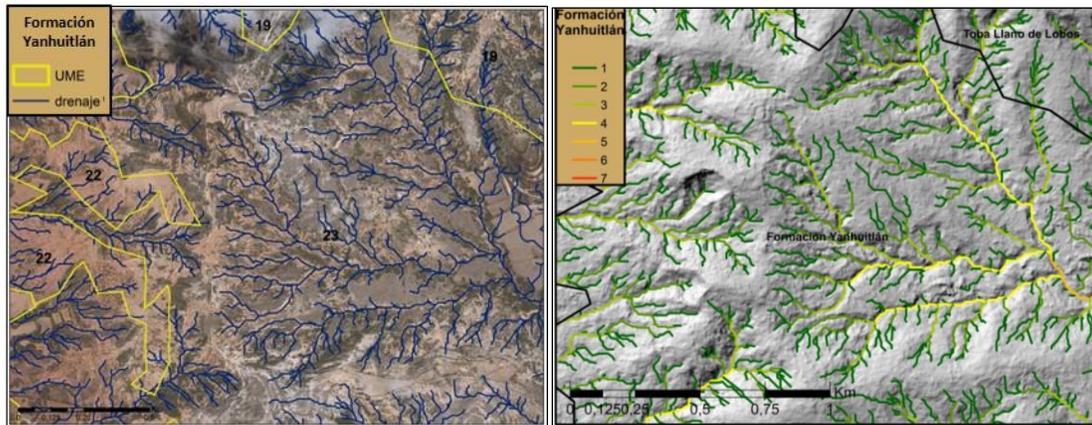


Figura 81. Patrones y órdenes de drenaje sobre formación Yanhuitlán al E de Sto. Domingo Yanhuitlán (11-09-2015)

En su zona más oriental, la formación Yanhuitlán está coronada por una capa de caliche que ejerce un control litológico con consecuencias en el modelado del paisaje, en este caso la formación de grandes circos erosivos conocidos popularmente como las “conchas” por su forma (Figura 82), generados por procesos de remoción en masa. Éstos son producidos por erosión remontante de las cárcavas que avanza hasta llegar a la roca madre superficial (el caliche), el cual se socava con facilidad y al encontrar por debajo un sustrato tan incoherente se desploma. Los factores más decisivos en este tipo de erosión son la pendiente, la cohesión efectiva de la roca y la profundidad sobre el plano (Guerrero-Arenas et al., 2010). A nivel geomorfológico, se trata de relieves tipo cuesta, generando una erosión profunda en cárcavas sobre la ladera de fuerte inclinación (rocas blandas limo-arcillosas de la Formación Yanhuitlán) y erosión laminar sobre la ladera opuesta (formación resistente representada por el caliche sobreyacente), protegida por una cobertura media de vegetación de matorral.



Figura 82. Modelado de la erosión en cuesta con laderas acarvacada en la Formación Yanhuitlán en la parte frontal y erosión laminar en el reverso, controlado por el caliche. E de Sto. Domingo Yanhuitlán (14-09-2015)

Capítulo 7. Modelado de la erosión hídrica sobre rocas arcillo-limosas, tobas y andesitas con fotogrametría digital de alta resolución y la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo

7.1 Geomorfometría de la erosión y pérdida de volumen y masa en rocas arcillo-limosas, tobas y andesitas a través de fotogrametría digital de alta resolución con drones

En apartados anteriores hemos comprobado las diferencias en la geomorfometría de la erosión por litología donde el factor topográfico ha jugado un importante papel en los resultados. El objetivo de este punto es realizar un análisis geomorfométrico a gran detalle en 3 formaciones litológicas contrastantes para analizar cómo la erosión modela el paisaje en cada una sin la influencia de la topografía en la variabilidad de los datos. Estas formaciones son la **Formación Yanhuatlán** con erosión en cárcavas, la **Toba Llano de Lobos** con erosión laminar, y la **Andesita Yucudaac** con erosión en surcos. Para llevar a cabo este análisis se levantó el MDS a 10 cm de resolución de una ladera en el límite NW de la cuenca, donde se encuentran estas 3 litologías sobre una misma pendiente, misma orientación y sin vegetación, logrando así las mismas condiciones ambientales para la erosión (figura 83). Sobre el MDS se crearon parcelas de muestreo de 50 x 50 m (2500 m²) en cada litología donde se analizaron los parámetros geomorfométricos: densidad de disección, disección vertical, área de erosión por cauce y longitud de cauces. Las características geológicas de estas litologías se analizaron en campo y laboratorio:

La **Andesita Yucudaac**: ígnea extrusiva.

Dureza = categoría 5 Hard rock (50-100 MPa) se necesitan varios golpes para romper, puede ser rayada con una aguja (USDA, 2012). Densidad aparente: 2.45 g/cm³

La **Toba Llano de Lobos**: cenizas volcánicas litificadas.

Dureza= categoría 3 (5-12.5 MPa): fragmentos pueden ser rotos con la mano (USDA, 2012).

Densidad aparente: 1.10 g/cm³

La **Formación Yanhuatlán**: capas arcillo-limosas depositadas en ambiente lacustre.

Dureza= categoría 1 muy deleznable (0.60-1.25 MPa): fragmentos pueden romperse con el dedo (USDA,2012). Densidad aparente: 1.40 g/cm³

En las siguientes figuras y tablas estás tres formaciones son nombradas como “Andesita” (Andesita Yucudaac), “Toba” (Toba Llano de Lobos), y “Sedimentos arcillo-limosos” (Formación Yanhuitlán).

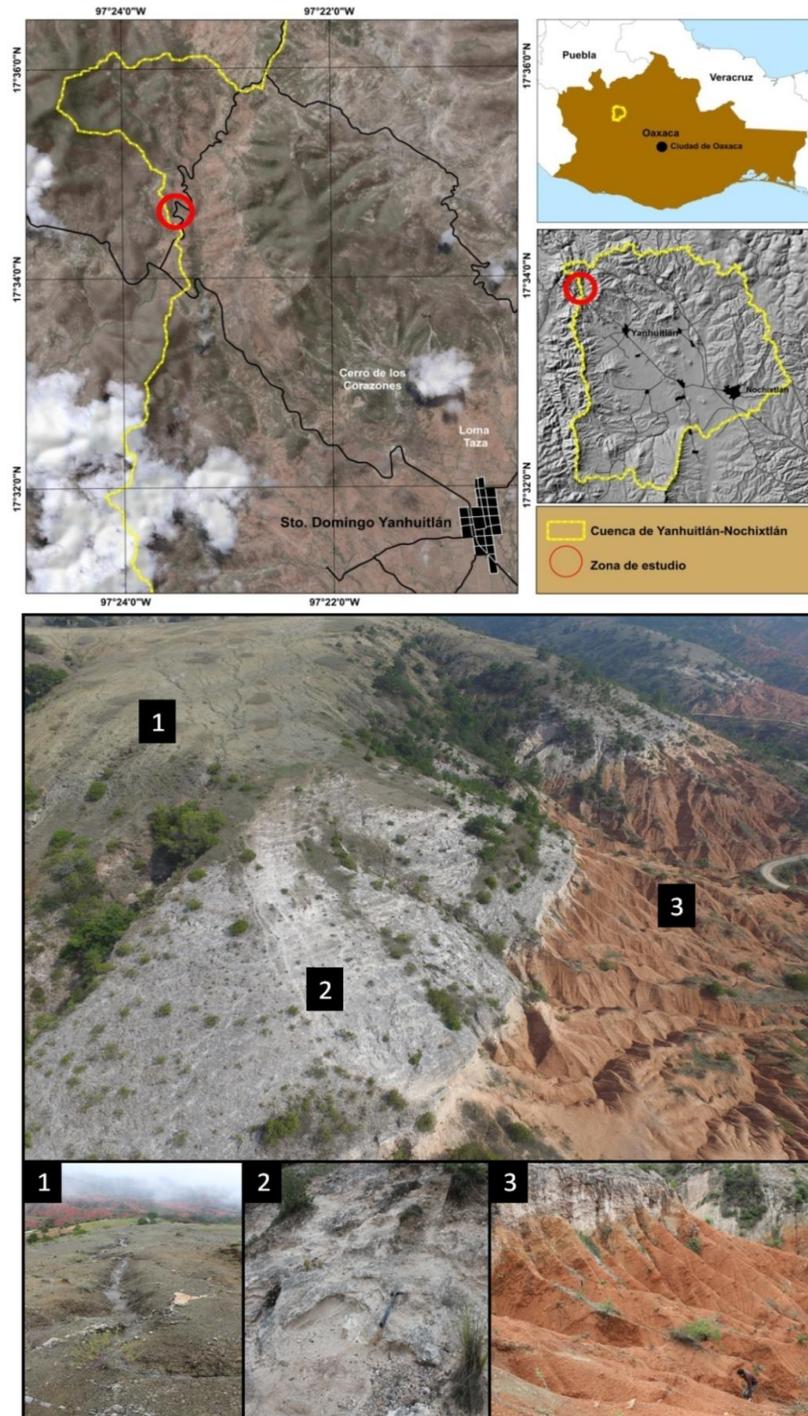


Figura 83. Localización de parcelas y aspecto general de ladera montañosa con afloramiento de tres formaciones litológicas: (1) Andesita Yucudaac; (2) Toba Llano de Lobos; (3) Formación Yanhuitlán. El sitio se localiza en el extremo NW de la cuenca de estudio en las coordenadas: 17° 34' 48.54" N y 97° 23' 30.41" W. Foto desde dron y superficie tomadas en 16-05-2016

7.1.1 Geomorfometría de la erosión de alta resolución por litología

Los resultados obtenidos de las mediciones de los parámetros morfométricos de densidad de disección, disección vertical, área de erosión por cada línea de drenaje y longitud de línea de drenaje, muestran resultados distintos para cada litología (Tabla 9).

La longitud de la línea de drenajes y su área de captación nos habla de la forma en que se modela una superficie. La disección vertical muestra qué tan profundo se erosiona y la densidad de disección cuantas líneas de drenajes se forman en área dada. Algunos de estos parámetros tienen relación entre sí, por ejemplo: a mayor área de captación menor tamaño de línea de drenajes. A mayor longitud de línea de drenajes menores órdenes de drenaje.

Los resultados obtenidos de las mediciones de los parámetros morfométricos de densidad de disección, disección vertical, longitud de línea de drenaje y su área de captación, muestran resultados diferenciales en cada litología por los siguientes atributos: dureza, densidad aparente y consolidación.

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS (2500 m²)	Andesita	Toba	F. Yanhuitlán
Áreas de captación			
N° microcuencas de drenaje	2065	1813	2254
Área máxima de drenaje (m ²)	8.06	9.36	6
Área media de drenaje (m ²)	1.10	1.24	1.01
Líneas de drenaje			
Longitud máxima	8.46	12.15	6.90
Longitud media	1.10	1.44	1.08
Disección vertical (m/m²)			
Máxima	1.96	2.29	3.04
Media	0.33	0.44	0.86
Densidad de disección en parcelas de 2500 m²			
Longitud total de líneas de drenaje (m)	2413	2091	2652
Densidad de disección (m/m ²)	0.9652	0.8364	1.0608
Densidad de disección (equivalencia en m/ha)	9652	8364	10608
Densidad de disección (equivalencia en km/km ²)	965.2	836.4	1060.8

Tabla 9. Parámetros morfométricos por litología en parcelas de muestreo de 2500 m² obtenidos a partir del MDE a 10 cm de resolución y su equivalencia en m/ha y en km/km².

Área de captación de las líneas de drenaje

El área de captación (microcuenca) de cada cauce es mayor en la toba con una media de 1.24 m², seguida de la andesita con 1.10 m² y por último la Formación Yanhuitlán con 1.01 m², este último debido a la baja consistencia del material que se desprende lateralmente por las paredes de las cárcavas favoreciendo más la disección vertical. Es por ello que en la Formación Yanhuitlán es donde existen más cuencas de captación (2254 microcuencas/2500 m²), debido al menor tamaño de las mismas, frente a las 2065 de la toba y las 1813 de la andesita.

Longitud y patrones de drenaje

La toba es la que tiene una expresión en el paisaje más alargada con una longitud media de cauces de 1.44 m, la andesita y la formación Yanhuitlán tiene valores similares con 1.10 m y 1.08 m, respectivamente, coincidiendo con los datos de los parámetros areales. Los patrones de las líneas de drenajes reflejan una mayor concentración en las arcillas (dentrítico), erosión laminar en la toba (patrones paralelos) y patrón de erosión de trellis en la andesita, con líneas de drenajes cortas y enrejadas (figura 84).

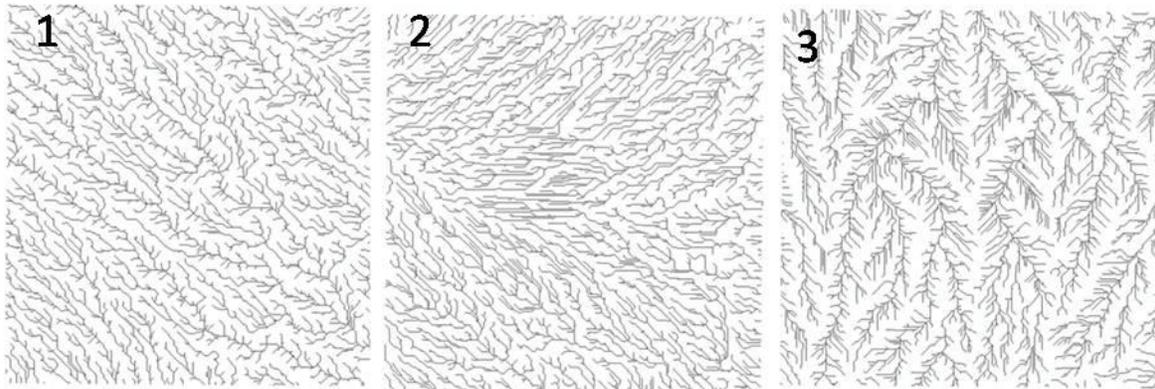


Figura 84. Patrones de drenaje. (1) Trellis en Andesita. (2) Paralelo en la Toba. (3) Dentrítico en FY.

Disección vertical

La disección vertical de las formaciones superficiales en esta ladera responde a la dureza del material geológico y su estructura. Cuanto más deleznable es el material, más incisión a través de sus canales de escorrentía. En este caso la formación Yanhuitlán (arcillas poco consolidadas) es la más deleznable y tiene una profundidad media de disección de 0.86 m, llegando a producirse profundidades de hasta 3 m. La toba Llano de Lobos (cenizas litificadas) responde con una profundidad de disección media de 0.44 m, mientras que la Andesita Yucudaac (ígnea extrusiva), la más dura, responde con una profundidad de disección media de 0.33 m (figura 85)

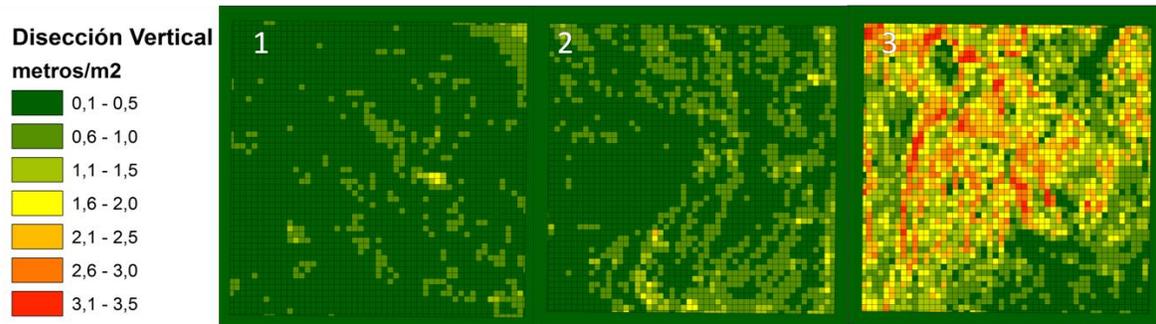


Figura 85. Mapa de disección vertical por litología. (1) Andesita. (2) Toba. (3) FY

Densidad de disección y órdenes de drenaje

La densidad de disección se refiere a la longitud total de cauces por unidad de área. El análisis de este parámetro a esta resolución es más complejo que las anteriores escalas ya que los resultados reflejan cualquier diferencia centimétrica en la superficie, homogeneizando y/o modificando los valores brutos en densidad de disección. La formación Yanhuitlán presenta mayor densidad de disección (1.06 m/m^2), seguida de la andesita (0.96 m/m^2) y por último la toba con 0.83 m/m^2 siguiendo la lógica general que han presentado hasta el momento con datos brutos de densidad de disección por parcela ($2,500 \text{ m}^2$) de $2652 \text{ m}/2500 \text{ m}^2$, $2413 \text{ m}/2500 \text{ m}^2$ y $2091 \text{ m}/2500 \text{ m}^2$ respectivamente

Los órdenes de drenaje aportan resultados que muestran las diferencias en los tipos de línea de drenajes. El porcentaje en tipo de orden de línea de drenaje por litología confiere mayores líneas de drenaje de 1er orden en la Toba, más líneas de drenaje de 2° orden en la Andesita y la que tiene

más de 3er. orden es la F. Yanhuitlán. Este dato refuerza la información sobre el tipo de modelado que sufre cada litología, donde una mayor cantidad de drenaje de primer orden representa tipo de erosión más laminar, en la toba, y mayor concentración de línea de drenajes de 3er orden en la Formación Yanhuitlán, donde se encuentran las cárcavas y la red de drenaje está más ramificada. (Tabla 10)

Litología	% órdenes de drenaje	1° orden	2° orden	3° orden
Andesita		60.8	28.9	10.3
Toba		68.7	26.5	4.7
F. Yanhuitlán		60	25.8	14.2

Tabla 10. Porcentaje de cauces por orden de drenaje para cada litología.

7.1.2 Tasas de erosión en volumen y masa por litología

Los días 16 de mayo y 25 de septiembre del año 2016 se realizaron vuelos fotogramétricos con dron para obtener sendos modelos digitales de elevación de alta resolución de ambas fechas para realizar el Modelo Digital de diferencias (DoD's), y así estimar tasas de erosión. En la figura 86 podemos apreciar visualmente el cambio en valores de Z dentro de cada parcela, con gradación de tonos rojizos (valores negativos) donde se han perdido sedimentos y gradación de tonos verdes (valores positivos) donde se han ganado; en amarillo aparece la zona donde no se ha registrado cambios, ni de erosión ni sedimentación. Los píxeles con erosión (valores negativos) coinciden con los píxeles de mayor disección vertical de los parámetros morfométricos. La mayoría de píxeles con erosión se encuentran entre 0 y -3 cm de altura (figura 86). La suma de estos píxeles negativos multiplicada por el área del píxel arroja el volumen de material erosionado en un área determinada. Este valor presenta diferencias importantes por litología.

En el año 2016, la estación climatológica de Yanhuitlán registró un total de precipitación de 696 mm, algo superior al promedio histórico anual de 633 mm (UNIATMOS, 2013). La precipitación registrada en el periodo de lluvias (mayo-septiembre) fue de 532 mm (84% del total registrado en el año). Las tasas de erosión efectivamente medidas serán las correspondientes a la precipitación entre las fechas del 16 de mayo y el 25 de septiembre de 2016.

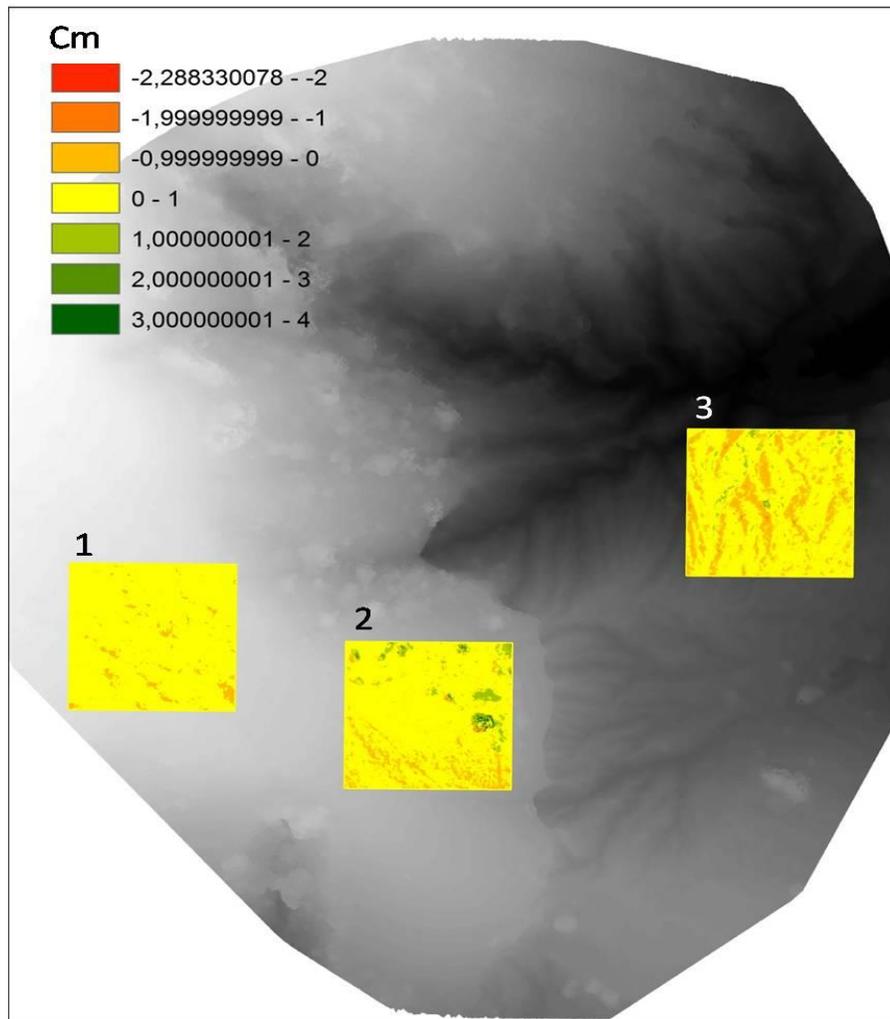


Figura 86. Diferencia de altura entre MDEs (DoD's) por píxel. (1) Andesita (2) Toba y (3) FY

Las tasas de erosión se presentan en rangos de valores, que representan el valor real medido (dato mayor) y el valor real medido con el error máximo incluido correspondiente a 5 cm de diferencia (dato menor). De esta manera, tenemos la certeza absoluta de no caer en una sub- o sobreestimación en los cálculos. Es decir, si un píxel arrojó 2471.08 m en el primer vuelo, y 2471.04 m en el segundo vuelo, la diferencia entre los dos vuelos es de 0.04 m, o sea 4 cm. Con el que se calcula la tasa de erosión. Posteriormente, a este valor se le restarán el volumen correspondiente a 5 cm de error máximo con el que se obtendrá la tasa de erosión ya con su error máximo incluido. Esto implica generar el intervalo de medición para que los valores no representen error alguno. Cabe señalar que la mayoría de los valores del modelo de diferencias son de 3 cm. Coincidiendo con las mediciones de cambio anual de Kirkby (1972).

Por parcela de análisis (con un área de 2500 m² cada parcela) en el periodo de lluvias (16 mayo – 25 septiembre de 2016) los valores de pérdida estuvieron entre 95-123 m³ en la formación Yanhuitlán, 25-32 m³ en la Toba y 9-12 m³ en la Andesita. Esto, traducido a diferencia de volumen por hectárea representa una pérdida entre 380-492, 100-128 y 36-48 m³/ha, respectivamente con una precipitación de 532 mm. Si se extrapolan estos datos a la precipitación acumulada en el año 2016 completo (696 mm), resultan 500-641 m³/ha de erosión en la Formación Yanhuitlán, 130-167 m³/ha en la Toba Llano de Lobos y 52-67 m³/ha en la Andesita Yucudaac (Tabla 11).

Para calcular la pérdida en valores de masa, toneladas/hectárea (ton/ha), se aplicaron los valores de densidad aparente superficial de cada litología al resultado obtenido del volumen, según la fórmula de cálculo de masa. Las densidades que obtuvimos en campo y laboratorio (AY = 2.45 g/cm³ TLL = 1.10 g/cm³ - YAN = 1.40 g/cm³). Por tanto, los resultados de pérdida de suelo en masa en el periodo medido (16 mayo - 25 septiembre 2016) son 532-689 ton/ha en la formación Yanhuitlán, 110-141 ton/ha en la Toba Llano de Lobos, y 92-118 ton/ha-en la andesita Yucudaac. La tasa anual de producción de sedimento sería de 701-898 ton/ha/año, 143-183 ton/ha/año y 128-164 ton/ha/año, respectivamente. La figura 87 muestra gráficamente las diferencias marcadas por litología.

Precipitación /volumen/masa	Formación Yanhuitlán	Toba Llano de Lobos	Andesita Yucudaac
Erosión estimada para el periodo 16/05/ - 25/09/2016 (532 mm)			
m ³ /2500 m ²	95-123	25-32	9-12
m ³ /ha	380-492	100-128	37-48
ton/ha	532-689	110-141	92-118
Erosión estimada anual para todo el año 2016 (696 mm)			
m ³ /2500 m ²	125.2-160.4	32.6-41.8	13.1-16.8
m ³ /ha	500.8-641.6	130.4-167.2	52.4-67.2
ton/ha	701.1-898.24	143.4-183.9	128.4-164.6
Erosión estimada anual para promedio histórico de lluvia (633 mm)			
m ³ /2500 m ²	113.8-146.3	29.8-38.1	11.2-14.3
m ³ /ha	455.2-585.2	119.0-152.3	44.7-57.1
ton/ha	637.3-819.3	130.9-167.5	109.5-139.8

Tabla 11. Comparativa de erosión en volumen y masa por litología en las parcelas de muestreo. Datos calculados en el periodo de lluvias y extrapolados al año 2016

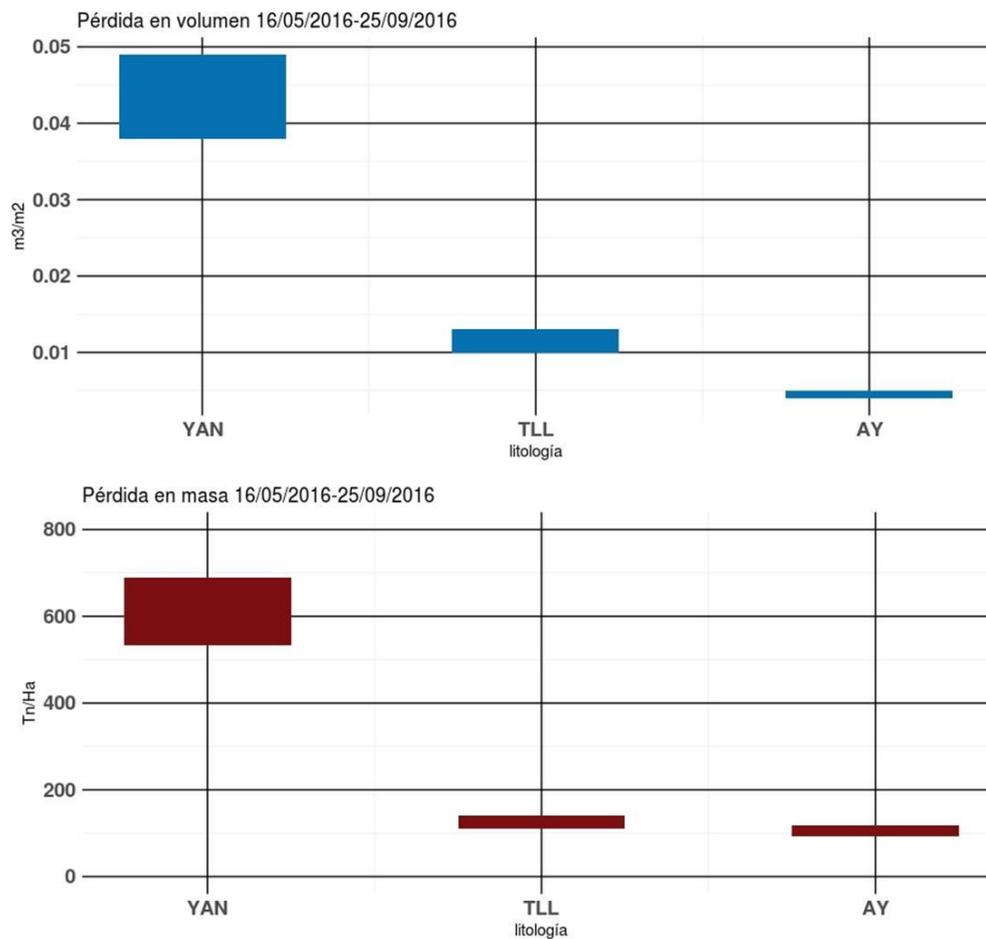


Figura 87. Gráfica comparativa de erosión en volumen y masa por litología para el periodo entre el 16 de mayo y el 25 de septiembre de 2016.

7.2 Catena de suelos y erosión con USLE

Los suelos del valle de Yanhuatlán varían según la unidad de relieve en la que se encuentren. La figura 88 muestra la localización de los perfiles descritos en la cuenca de Yanhuatlán. Existen suelos poco desarrollados, como Regosoles y Calcisoles en las partes altas de la cuenca con escasa vegetación, y Cambisoles cuando se han desarrollado y se preservan horizontes Bw en zonas con vegetación de encino-pino. En las partes bajas de la cuenca, en las terrazas y zona aluvial, se encuentran los suelos más desarrollados, como Phaeozems o Vertisoles en zonas agrícolas.

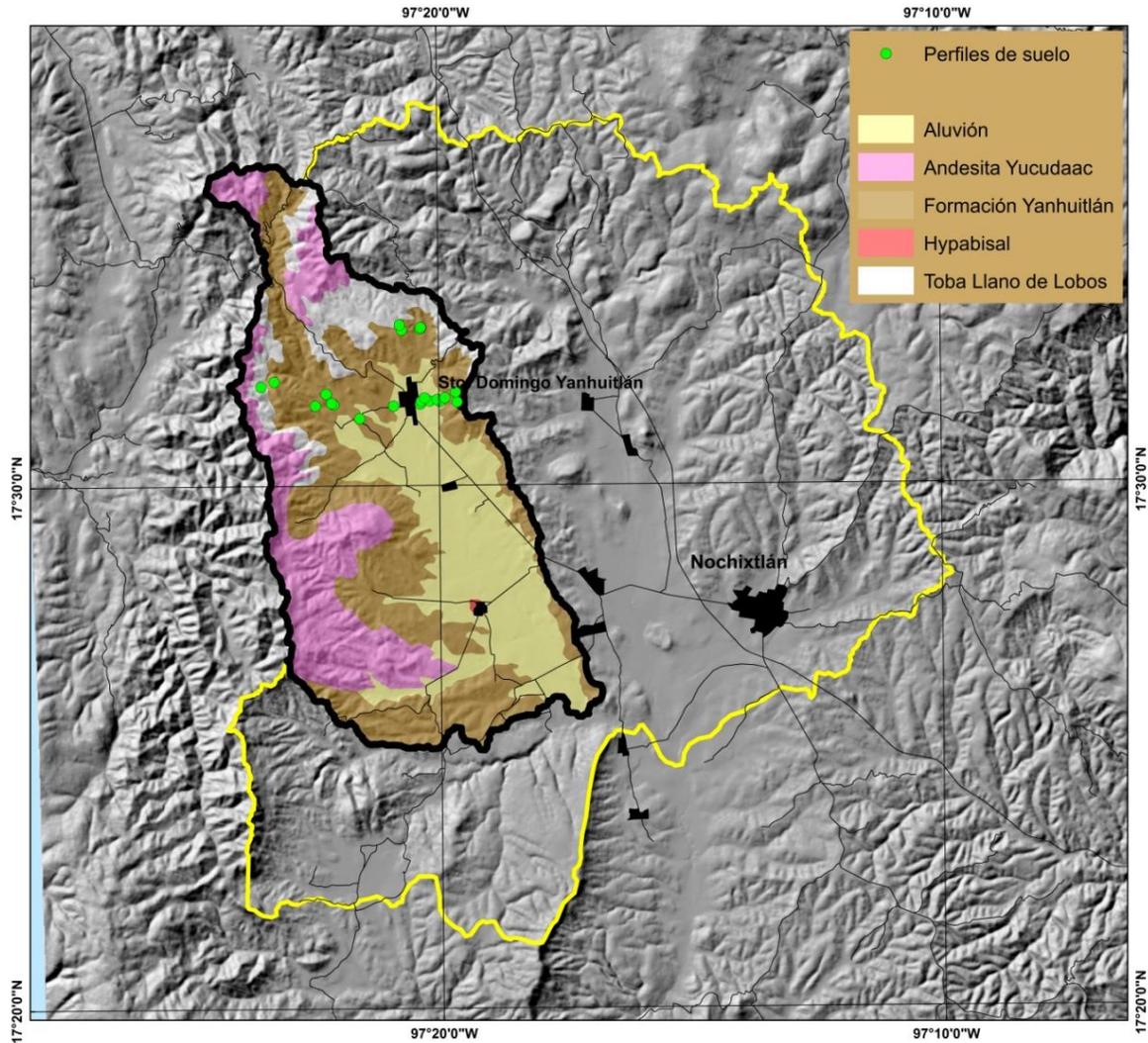


Figura 88. Localización de los perfiles de suelo descritos en la cuenca de Yanhuitlán.

Se calculó la pérdida de suelo con la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE) (Wishmeier, 1960) en cada uno de los perfiles de suelo localizados en un transecto topográfico que atraviesa la cuenca de W a E (figura 89 y tabla 12). La ecuación es la siguiente:

$$\text{Ecuación USLE} = R (\text{lluvia}) \times K (\text{erodabilidad}) \times LS (\text{Longitud de ladera y pendiente}) \times C (\text{cultivo}) \times P (\text{manejo})$$

Para todos los perfiles el factor R será de 226.70, calculado con base en el índice de Fournier y con una precipitación media anual de 633 mm (estación climática de Sto. Domingo Yanhuitlán). En los suelos muestreados sobre superficies agrícolas se mantuvieron constantes los factores C y P por la homogeneidad agrícola del valle: suelos cultivados con maíz y arado en primavera cruzado con la pendiente, obteniendo un factor C = 0.36 (Grain Corn (0.40) x Spring Plow (0.90) y un factor P= 0.75 (cross slope).



Figura 89. Perfil topográfico con la localización de los perfiles de suelo descritos

CLAVE	TIPO DE SUELO (WRB 2014)	unidad litologica	pendiente	longitud de ladera	Factor LS
P1	calcaric eutric REGOSOL (ochric)	Formación Yanhuitlán ©	2	100	0.24
P6	calcaric chromic eutric CAMBISOL (escalic)	Aluvi3n	2	100	0.24
P5	protovertic cambic calcaric PHAEOZEM (clayic)	Aluvi3n	2	100	0.3
P4W	chromic CAMBISOL (calcaric)	Aluvi3n	2	200	0.3
P10	protovertic eutric CAMBISOL (clayic protocalcic escalic)	Aluvi3n	2	200	0.37
P6W	calcic VERTISOL (hypereutric protostagnic)	Aluvi3n	1	1500	0.41
P3/P1W	calcic VERTISOL (hypereutric protostagnic)	Aluvi3n	1	2000	0.45
P2	cambic CALCISOL (endoclayic, chromic)	Formaci3n Yanhuitl3n	10	100	0.69
P4N	cambic PHAEOZEM (loamic colluvic)	Toba Llano de Lobos	4	200	0.69
P4	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Aluvi3n	8	200	0.91
P3W	chromic CAMBISOL (colluvic claynovic)	Formaci3n Yanhuitl3n	4	100	1.21
P9	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Aluvi3n	4	400	1.9
P3N	leptic chromic eutric CAMBISOL loamic ochric	Toba Llano de Lobos	15	100	2.76
P2W	luvic cambic CALCISOL (loamic chromic)	Formaci3n Yanhuitl3n	6	200	3.9
P2N	skeletal PHAEOZEM clayic	Toba Llano de Lobos	8	400	3.98
P7W	leptic eutric CAMBISOL	Toba Llano de Lobos	4	400	5.52
P1N	eutric REGOSOL ruptic	Toba Llano de Lobos	10	200	12.69
P7	leptic CALCISOL (hypocalcic)	Formaci3n Yanhuitl3n	20	200	22.08
P8	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Formaci3n Yanhuitl3n	20	200	31.22
P8W	leptic eutric CAMBISOL siltic ochric	Andesita	15	1000	40.16

Tabla 12. Suelos descritos en la cuenca de Yanhuitl3n, clasificados con base en el sistema WRB (WRB, 2014)

Vegetative canopy		Cover that contacts the soil surface						
Type and height ²	Percent cover ³	Type ⁴	Percent ground cover					
			0	20	40	60	80	95+
No appreciable canopy		G	0.45	0.20	0.10	0.042	0.013	0.003
		W	.45	.24	.15	.091	.043	.011
Tall weeds or short brush with average drop fall height of 20 in	25	G	.36	.17	.09	.038	.013	.003
		W	.36	.20	.13	.083	.041	.011
	50	G	.26	.13	.07	.035	.012	.003
		W	.26	.16	.11	.076	.039	.011
	75	G	.17	.10	.06	.032	.011	.003
		W	.17	.12	.09	.068	.038	.011
Appreciable brush or bushes, with average drop fall height of 6½ ft	25	G	.40	.18	.09	.040	.013	.003
		W	.40	.22	.14	.087	.042	.011
	50	G	.34	.16	.08	.038	.012	.003
		W	.34	.19	.13	.082	.041	.011
	75	G	.28	.14	.08	.036	.012	.003
		W	.28	.17	.12	.078	.040	.011
Trees, but no appreciable low brush. Average drop fall height of 13 ft	25	G	.42	.19	.10	.041	.013	.003
		W	.42	.23	.14	.089	.042	.011
	50	G	.39	.18	.09	.040	.013	.003
		W	.39	.21	.14	.087	.042	.011
	75	G	.36	.17	.09	.039	.012	.003
		W	.36	.20	.13	.084	.041	.011

¹ The listed C values assume that the vegetation and mulch are randomly distributed over the entire area.

² Canopy height is measured as the average fall height of water drops falling from the canopy to the ground. Canopy effect is inversely proportional to drop fall height and is negligible if fall height exceeds 33 ft.

³ Portion of total-area surface that would be hidden from view by canopy in a vertical projection (a bird's-eye view).

⁴ G: cover at surface is grass, grasslike plants, decaying compacted duff, or litter at least 2 in deep.

W: cover at surface is mostly broadleaf herbaceous plants (as weeds with little lateral-root network near the surface) or undecayed residues or both.

Tabla 13. Factor C para pasto permanente, terrenos baldíos y bosques pastoreados (Wischmeier, 1978)

Para suelos sin cultivar se realizó el ajuste del factor C para praderas permanentes, terrenos baldíos y bosques pastoreados (tabla 13) propuesto por Wischmeier (1978). Los valores C que se aplicaron fueron los siguientes: 0.04 para bosques pastoreados con cubierta aérea del 50% y cobertura superficial con material en descomposición del 60%; y 0.11, para matorral con cobertura aérea del 50% y cobertura superficial del 40%. Se mantuvo el factor P = 1 para que no tenga valor en la ecuación.

El factor K no tuvo una gran diferencia entre perfiles, pero sí el factor LS, que resulta de la combinación entre la pendiente y la longitud de ladera, teniendo la pendiente el mayor peso de este factor. En tabla 14 se comprueba cómo la pendiente es la variable más determinante, ya que grandes longitudes de ladera con pequeña pendiente resultan en bajos valores LS, pero en caso contrario sí se obtiene altos valores en dicho factor. El valor de la longitud de ladera adquiere importancia porque aumenta la velocidad de la escorrentía (Wishmeier, 1960), aumentando con ello el valor del factor LS ante pendientes similares. De esta manera, el mayor valor del factor LS se obtiene en las laderas de suelos andesíticos situados en la vertiente occidental, por su mayor longitud de pendiente principalmente (1000 m). El caso contrario sucede en los perfiles de la vertiente oriental, que adquieren mayor valor LS por su mayor pendiente. En ámbos lugares se aprecian grandes superficies desprovistas de suelos por la intensa erosión.

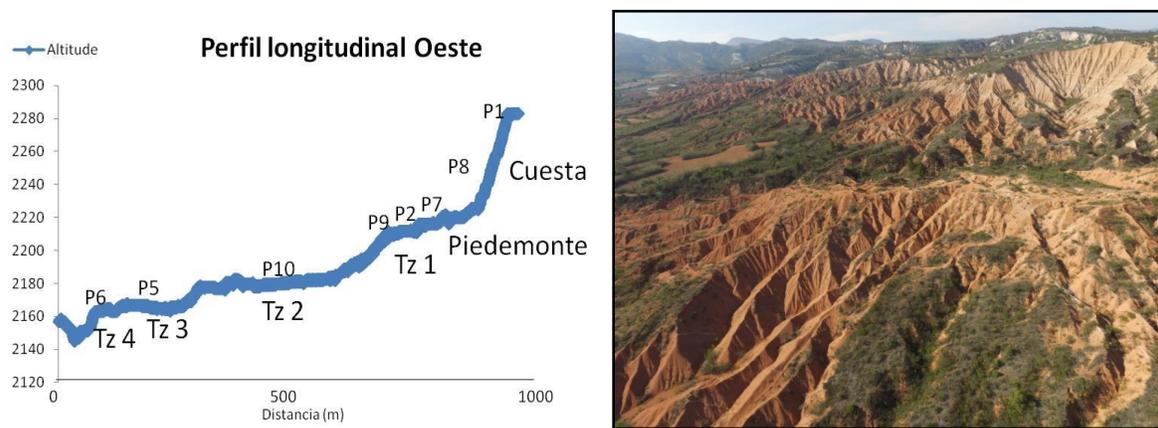


Figura 90. Perfil longitudinal de la vertiente Este de la cuenca de Yanhuitlán

La tabla 14 muestra los resultados de tasas de erosión (USLE) calculadas en ton/ha/año según el régimen de precipitación, el tipo de suelo y su manejo, la pendiente y la longitud del terreno. Los suelos más erosionados son los Calcisoles que se sitúan en las laderas más inclinadas de la Formación Yanhuitlán (P8 y P7) que contienen altos valores en el factor K y LS; son suelos poco desarrollados con gran contenido de carbonatos primarios depositados en la Formación Yanhuitlán en el Terciario, y secundarios provenientes del caliche que corona estos cerros, culpable de la morfología de circos erosivos en esta zona (Figura 90).

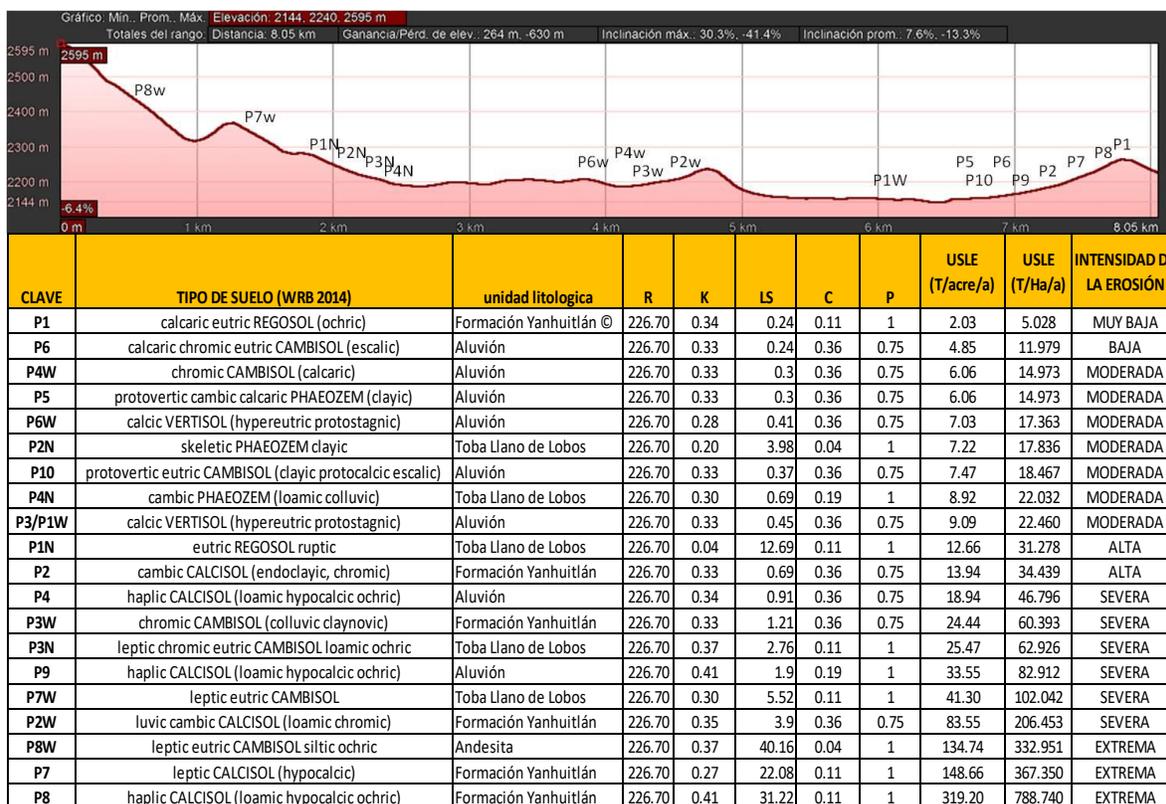


Tabla 14. Valores relativos a los factores y tasas de erosión de suelos (USLE) descritos en la cuenca de Yanhuitlán.

La segunda zona con mayor intensidad de erosión de suelo es en los Cambisoles de la parte occidental de la cuenca (P8W), suelos más desarrollados, pero con una morfología compuesta por mayores longitudes de ladera, lo que provoca mayor velocidad en el acarreo y el consiguiente aumento de erosión. Son suelos muy someros y el material parental es la andesita, que tiene un modelado por erosión laminar y en surcos al desaparecer el suelo. No obstante, grandes superficies de estas unidades carecen ya de suelo. Los suelos con una intensidad de erosión moderada son de tipo Phaeozem y Vertisoles, que se encuentran en las terrazas altas y planicie aluvial. Sólo un suelo se clasifica con intensidad de erosión muy baja, el Regosol situado sobre el caliche que corona los cerros en cuesta de la Formación Yanhuitlán

De esta manera, podemos decir que las zonas con menor producción de sedimentos en la cuenca son las superficies cumbreles de los cerros con caliche, sobreyaciendo la formación Yanhuitlán, con 5.02 ton/ha/año. Le siguen las terrazas en el fondo de valle, amplias superficies casi planas con suelos muy desarrollados (Vertisoles y Phaeozems) con tasas ente 14 y 82 tn/ha/año, según el tipo

de suelo y su factor LS. Las laderas de montaña sobre Toba Llano de Lobos tienen tasas de erosión entre 17-102 tn/ha/año. Los Cambisoles sobre andesitas, al tener la longitud de ladera más amplia (1000 m.) generan tasas de hasta 332.95 tn/ha/año. Pero sin duda, las zonas que realmente destacan como productoras de sedimentos son las laderas sobre la Formación Yanhuatlán que sustentan las mayores tasas de erosión de la cuenca incluso en poca longitud de ladera, donde los Calcisoles están perdiendo entre 367 tn/ha/año en el piedemonte de los circos erosivos y 788.74 tn/ha/año en los pequeños relictos de suelo que quedan entre las cárcavas (tabla 15).

Es importante mencionar que gran parte de la superficie de la subcuenca en las tres litologías no tiene suelo, lo que puede llevar a una sobre o subestimación de los datos si pretendemos hacer una estimación de la pérdida por erosión de suelo en la cuenca usando esta catena. Para ello es necesario el mapeo de la superficie total sin suelo en la cuenca, y en esas áreas realizar un cálculo de erosión a través de fotogrametría digital (como se expone en el apartado 7.1.2) para así obtener una estimación de la erosión más cercana a datos reales de erosión.

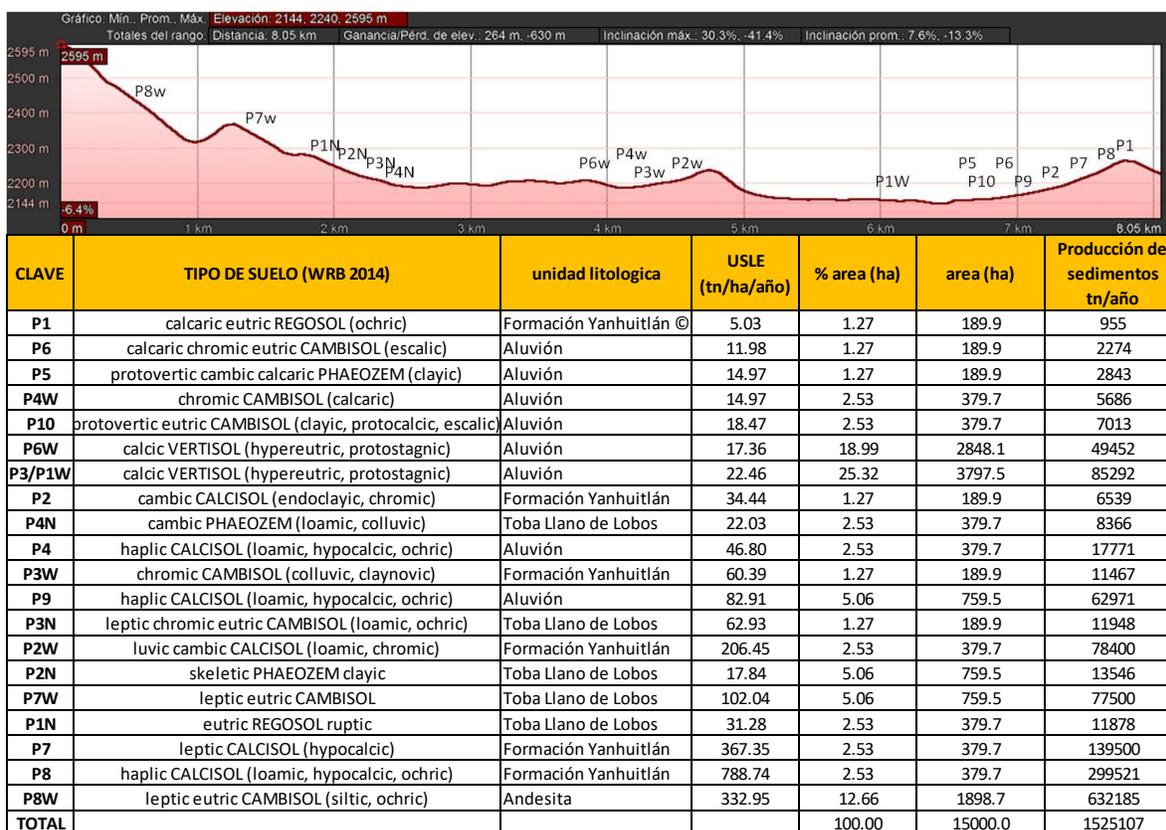


Tabla 15. Tasas de erosión de suelos y producción de sedimentos en la cuenca de Yanhuatlán.

Capítulo 8. Modelado de la erosión hídrica en la cuenca Alta del río Verde

La cartografía geomorfológica es una herramienta útil para estudios de erosión acelerada (Bocco, 1991a). En este trabajo se realizó una cartografía geomorfológica enfocada en la erosión inspirados en la geopedología de Zinck (2012), desagregando las unidades de paisaje geomorfológico según el modelado de la erosión hídrica que mostraban. Estas unidades han conformado la base cartográfica para identificar la morfometría de los procesos erosivos a una resolución de 4 metros/píxel, pudiendo analizar también las zonas con mayor intensidad de erosión. Las Unidades de Modelado Erosivo (UMEs) son las subunidades que incluyen los factores que influyen en la diferenciación de las intensidades de erosión: la geología, el relieve y las condiciones bioclimáticas.

La cobertura de la vegetación está relacionada con las condiciones bioclimáticas, reduciendo la intensidad de la erosión hídrica en las Unidades de Paisaje Geomorfológico (UPGs) con alta cobertura. El balance hídrico muestra cómo la escorrentía superficial se comporta de manera distinta en las diferentes UMEs de la cuenca. El mapa de energía potencial de la erosión (Figura 63) muestra las zonas susceptibles a tener una mayor erosión según las condiciones bioclimáticas, la pendiente y la densidad de drenaje, las cuales fueron analizadas posteriormente en las UMEs. Estas unidades efectivamente presentaron diferencias en la morfometría de la erosión por tipo litológico combinando 4 parámetros geomorfométricos: densidad de disección, disección vertical, longitud de drenaje y área de captación de la red de drenaje, obteniendo resultados significativos en las pruebas estadísticas de ANOVA y TUKEY por microcuenca litológica.

La fotogrametría digital ha sido la herramienta clave para el levantamiento de los modelos digitales de elevación de alta resolución, los cuales han permitido extraer las líneas de erosión por unidad a diferentes escalas. Esto ha posibilitado un estudio hídrico superficial de las unidades de paisaje geomorfológico analizando cómo se modela el terreno de manera diferencial por cada tipología. El capítulo 7 muestra las diferencias en los parámetros geomorfométricos y tasas de erosión en volumen y masa sobre 3 litologías en la subcuenca de Yanhuitlán, implementando el peso de la litología en los patrones de modelado erosivo. De estos análisis se obtuvieron también las tasas de erosión en volumen y masa por litología.

8.1 Unidades de Modelado erosivo (UME) como base para estudios de erosión hídrica

Las unidades de paisaje geomorfológico, generadas por la sobreposición de capas de información ambiental en un sistema de información geográfica (SIG), han sido la base cartográfica para analizar los patrones de modelado erosivo en la cuenca a través de subunidades de modelado erosivo (UME). Éste primer análisis se fundamenta como un importante diagnóstico previo que muestra las diferencias en los patrones de la erosión según las características endógenas (geomorfológicas) y exógenas (bioclimáticas) de cada unidad.

El primer nivel de análisis no presenta datos cuantitativos, pero sí cualitativos de la erosión, los cuales muestran diferencias en el tipo de erosión y sus patrones de drenaje. De igual forma muestra como en todas las litologías aumenta la intensidad de la erosión según disminuye la cobertura de la vegetación, llegando a desaparecer bajo bosques de encino-pino bien conservados. De este análisis podemos extraer la siguiente información sobre los tipos dominantes de erosión:

- Rocas volcánicas (Andesita Yucudaac): erosión laminar con vegetación, que se transforma a surcos en zonas carentes de vegetación.
- Rocas sedimentarias de origen volcánico (toba Llano de Lobos y depósitos Teotongo): erosión laminar con poca densidad de drenaje.
- Rocas sedimentarias de origen lacustre (Formación Yanhuatlán): erosión laminar en zonas con vegetación que se transforma a erosión en cárcavas en zonas carentes de vegetación.
- Calizas y conglomerados calizos (Formación Sosola, Formación San Isidro y conglomerado Tecomatlán): erosión laminar pero con alta densidad de drenaje por la geomorfología (lapiaces en FSI). Cabe mencionar que el Conglomerado Tecomatlán y la Formación Sosola, muestran zonas de concentración de flujo con una posible influencia tectónica por las fallas identificadas (Santamaría, 2008), no obstante es necesario un estudio a detalle de esta cuestión.
- Cuerpos intrusivos (Hipabisales e Ixtaltepec): erosión laminar con patrones radiales en torno a los cerros.

El desarrollo de los órdenes de drenaje tiene relación con el tipo de erosión que se produce en cada litología. En la tabla 16 se representan los órdenes de drenaje que se generan por litología y el porcentaje que representa cada orden. Las litologías de origen sedimentario son las que presentan órdenes de drenaje más altos, siendo la Formación Yanhuatlán (YAN) la que tiene el mayor orden de

drenaje (7) por la poca consolidación de las capas arcillo-limosas; le siguen la toba Llano de Lobos y las calizas San Isidro con orden de grado 6; luego las litologías ígneas como la andesita (AND) y los intrusivos (HYP-IXT) y por último la formación Sosola (FS), por la alta permeabilidad de las rocas calizas, y los depósitos Teotongo (TEO) por su escasa área representativa (un cerro).

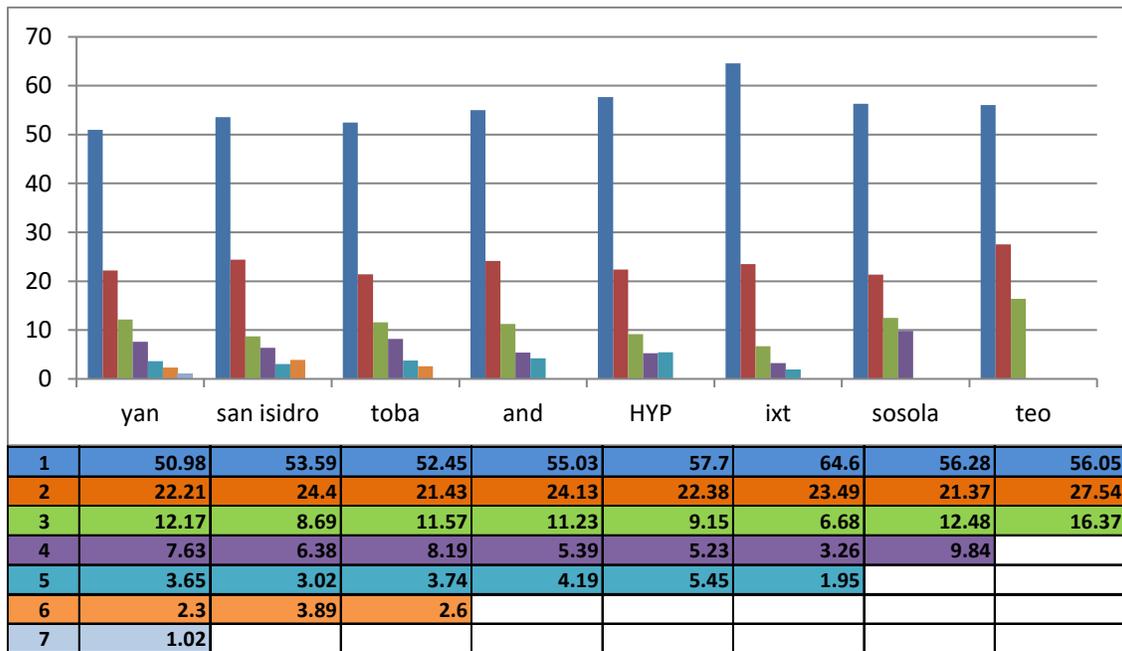


Tabla 16. Ordenes de drenaje por litología y sus porcentajes de longitud total de cauces de cada litología. (yan=formación yanhuatlán/and= andesita/Hyp=hipabisales/ixt=ixtaltepec/teo=depósitos teotongo)

Las Unidades de Modelado Erosivo (UME) presentan diferencias en el tipo e intensidad de la erosión hídrica, en función del tipo de litología y la cobertura de la vegetación. La cobertura de la vegetación es un factor lineal, a mayor cobertura menor intensidad de la erosión, pero la litología es la que incluye una variable diferenciadora en cuanto al tipo de erosión. Algunos tipos litológicos cambian su patrón de drenaje según la intensidad erosiva y la cobertura de vegetación, como ejemplo las andesitas, que responden a patrones laminares de erosión con vegetación y surcos en las zonas sin vegetación; o la formación Yanhuatlán, con patrones laminares bajo vegetación que se convierten en cárcavas al desaparecer la misma. El resto de los tipos litológicos cumplen con el patrón laminar ante todos los escenarios de cobertura de vegetación.

Kirkby (1972) ya observó estas diferencias en los patrones de drenaje en esta misma zona, siempre destacando la formación Yanhuatlán como principal diferenciadora del modelado del paisaje en la

cuenca. El aporte de este trabajo es cuantificar estas diferencias estableciendo unidades de modelado erosivo con patrones morfométricos y establecer tasas de erosión comparativas en ton/ha/año en 3 tipos litológicos del valle de Yanhuitlán. Los datos de erosión por pérdida de suelo en altura coinciden con Kirkby (1972) en una pérdida anual media de, al menos, 1 cm de suelo a nivel general en la cuenca de Yanhuitlán y 2 cm de suelo en las cárcavas de la formación Yanhuitlán, reportando nuestro estudio una diferencia media de altura entre los modelos antes y después de lluvias (MDE1-16/05/2016) y MDE 2- 25/09/2016) de 3 cm. Estos resultados se han obtenido a través de la fotogrametría digital, una nueva herramienta que ofrece el levantamiento de datos in situ, a cualquier escala y en cualquier momento.

8.2 Geomorfometría de la erosión a diferentes resoluciones con fotogrametría digital

La morfometría de cuencas ha sido ampliamente estudiada en México a partir de estudios geomorfológicos realizados fundamentalmente a partir de modelos digitales de elevación (MDE) de resolución media (principalmente con el MDE a 15 metros de resolución), obteniendo densidades de disección entre 3 y 9 km/km² (López, 1987; Fuentes, 2000; Hernández et al., 2017; Romero, 2018). En esta misma área Romero (2018) realizó una caracterización geomorfométrica estableciendo valores por litología entre 3 y 6 km/km² a partir de un MDE propio a 15 metros de resolución obtenido a partir de los archivos digitales en formato *.dxf* de INEGI.

Sobre el MDE de 4 m/píxel de este trabajo se obtuvieron valores de densidad de disección que duplican a los MDE estándar (15 m/píxel) con valores de 12-13 km/km², debido al mayor detalle del modelo digital de terreno (tabla 17). Esto permite realizar un análisis geomorfométrico donde ya se establecen algunas relaciones con la litología, pudiendo analizar diferencias en el tipo e intensidad de la erosión hídrica que modela su superficie. Los parámetros geomorfométricos analizados (longitud de drenaje, área de cuencas de captación, densidad de disección y disección vertical) presentan diferencias estadísticas por litología validadas a través del test de ANOVA y el test de TUKEY. El MDE a 10 cm/píxel muestra los “datos duros” de geomorfometría y erosión que corroboran estas diferencias por litología, con un análisis hídrico superficial sobre 3 litologías en las mismas condiciones de intemperismo y relieve.

Densidades de disección por litología y resolución de MDE (km/km ²)			
RESOLUCIÓN/ LITOLOGÍA	AY	TLL	FY
MDE a 15 m/píxel	4-6	5-6	4-6
MDE a 4 m/píxel	12.6	12.5	13.7
MDE a 10 cm/píxel (dron)	965.2	836.4	1060.8

Tabla 17. Comparación de densidades de disección por litología con MDEs de diferentes resoluciones (15m/píxel, 4 m/píxel y 10 cm/píxel)

8.2.1 Resultados geomorfométricos con MDE fotogramétrico de 4 m/píxel

Los parámetros geomorfométricos a esta resolución se calcularon por microcuencas pertenecientes a una misma litología, para analizar algunas relaciones entre la erosión y la litología dentro de las UPGs. Este análisis refleja que las rocas volcánicas generan mayores cuencas de captación y longitudes en los cauces. No obstante, las mayores densidades de drenaje se encuentran en las rocas sedimentarias (Formación San Isidro, Depósitos Teotongo y Formación Yanhuitlán). Esto confirma una mayor susceptibilidad a la erosión en rocas sedimentarias que en rocas ígneas, desarrollando patrones de drenaje dendríticos que favorecen la aparición de cárcavas en zonas carentes de vegetación. Por el contrario, las rocas ígneas tienden a desarrollar patrones de erosión laminar principalmente.

La disección vertical en esta resolución no llegó a mostrar la incisión por erosión hídrica ya que la diferencia entre los valores de disección vertical (RANGE) asume los valores máximos y mínimos de altitud de la microcuenca, que no necesariamente son los producidos por la erosión hídrica, manifestándose todavía el factor del relieve *per se*. Para comprobar estas diferencias en los tipos de erosión sobre la roca *per se* es necesario realizar este mismo análisis a una mayor resolución y en las mismas condiciones de relieve y factores de meteorización. Para ello se realizó el análisis del capítulo 7, donde encontramos 3 litologías bien diferenciadas en estas condiciones en apenas 200 metros de distancia, es ahí donde la resolución centimétrica que nos aporta la fotogrametría digital con drones es valiosa.

8.2.2 Resultados geomorfométricos con MDS fotogramétrico de 10 cm/píxel.

El detalle del levantamiento fotogramétrico con drones a esta resolución sí permite analizar el diferente modelado de la erosión en cada formación litológica, mostrando la incisión de la erosión hídrica en cada litología. De la comparación entre la Formación Yanhuitlán, la Toba Llano De Lobos y la Andesita Yucudaac en similares condiciones topográficas y ambientales (con ausencia de vegetación) se extrae lo siguiente:

- La erosión en cárcavas se produce en las capas arcillo-limosas de la Formación Yanhuitlán, que son la litología más deleznable (erosionable) por su escasa consolidación, con mayores índices de densidad de disección y disección vertical. Por ello también tiene el mayor número de cuencas de captación y, lógicamente, el mínimo tamaño de éstas.
- La Toba Llano de Lobos presenta erosión laminar, reflejada en la mayor superficie de cuencas de captación a la vez que pequeña incisión de los cauces.
- La Andesita Yucudaac presenta erosión en surcos, al ser la roca más dura tiene la menor disección vertical y menor longitud de los cauces debido a su tipo de intemperismo, pequeñas fisuras que se concentran formando surcos. No obstante, los valores de densidad de disección no difieren demasiado de las otras litologías ya que finalmente, el detalle que proporcionan los modelos incluye las mínimas líneas de cauces que puedan surgir de la propia alteración de la roca (muy elevada).

8.3 Tasas de erosión en zonas carentes de suelo con fotogrametría digital de alta resolución y sobre suelos con la Ecuación Universal de Pérdida de suelos (USLE)

Los levantamientos de MDE multitemporales o DoD's permiten también cuantificar la erosión en volumen y masa de una unidad litológica y estimar tasas de erosión y producción de sedimentos en zonas carentes de suelo a nivel cuenca:

- Las capas arcillo-limosas de la Formación Yanhuitlán se caracterizan como las más deleznales con la mayor pérdida de volumen y masa con una gran diferencia con respecto a las demás litologías. En el año 2016, en la parcela experimental de 2500 m² de superficie,

se cuantificó una pérdida en volumen que oscila entre 500.8 y 641.6 m³/ha; y en masa entre 701 y 898 ton/ha.

- La toba en el año 2016 tuvo una pérdida en volumen entre 130.4 y 167.2 m³/ha y en masa entre 143 y 183 ton/ha
- La andesita es la formación que menos pérdida de material tiene con una tasa en volumen entre 52.4 y 67.2 m³/ha y en masa entre 128 y 164 ton/ha en 2016. Su alto grado de intemperismo no genera una alta pérdida de erosión por su alta consistencia pétreo.

La literatura internacional sobre tasas de erosión con fotogrametría digital presenta tasas muy variables según el tipo de evento/tiempo (Bechet et al., 2016), el tipo de suelo/roca y su morfología (Gómez et al., 2016), así como el lugar en el que se encuentre con sus características climáticas propias (Poesen, 1996). En este trabajo se comparan morfometrías y tasas de erosión en 3 tipos de formación geológica en el mismo lugar, con las mismas condiciones topográficas y de intemperismo. Las tasas de erosión encontradas en este trabajo presentan elevados valores en volumen y masa, situándose entre las más altas dentro de la literatura, especialmente sobre las cárcavas de la FY.

Investigaciones fotogramétricas sobre cárcavas han sido numerosas en la última década. No obstante, la mayoría de estos trabajos se encontraron ubicados en latitudes medias (con menor erosividad de la lluvia) y en terrenos con escasa pendiente (< 10 °), obteniendo tasas medias que varían entre 200 y 300 m³/ha/año (Eltner et al. 2013; Gómez et al., 2014; Frankl et al., 2015; Bechet et al., 2016). No obstante sí se reportan tasas a este nivel en estas regiones en dos trabajos (ambos en España): Stoecker et al. (2015), obtienen en Córdoba (España) cambios anuales en volumen de 3.08 m³ en una superficie de 64 m², lo que equivale a 481 m³/ha/año, con precipitación media anual de 605 mm; y Martínez-Casasnovas et al. (2003) obtienen hasta 846 ton/ha/año en cárcavas con intensa erosión antrópica en la región vinícola del Penedés (NE de España).

A nivel regional, las tasas de erosión sobre las cárcavas en medios tropicales efectivamente muestran mayores tasas a nivel general atribuidas a las condiciones zonales de precipitación, con lluvias estacionalmente intensas en verano con mayor capacidad erosiva. Toledo (2013), a través de levantamientos topográficos con GPS de alta precisión (RTK) y clavijas de medición de erosión en Sucusal (Venezuela), reporta hasta 2,223.83 m³/ha en los años 1994-95 en una superficie de 1350.2

m², con una precipitación de 700 mm/año. En México, Rivera et al. (2014) realizan un estudio fotogramétrico sobre la cabecera de cárcavas con imágenes satelitales en condiciones también semiáridas en Tamaulipas, obteniendo tasas de erosión que oscilan entre los 237- 756 m³/ha/año con precipitación de 554 mm/año. No obstante, ninguno de estos trabajos obtiene sus tasas a través de la comparación de modelos digitales de elevación de diferentes fechas (DoD's). Utilizando esta técnica, solamente se ha encontrado en la literatura disponible el trabajo de Arriola et al. (2019), en el que reportan tasas de 120 ton/ha/año en superficies con cobertura vegetal de pastizales en campos experimentales en Costa Rica, condiciones muy diferentes a las de este trabajo. Es por ello que se requiere del desarrollo de este tipo de trabajos.

En la región de la Mixteca Alta, los trabajos científicos sobre erosión han sido principalmente sobre suelos a través de métodos de estimación mostrando tasas catalogadas como muy altas o extremas, con valores entre a 200 y 300 tn/ha/año (Montes, 2009; Naranjo, 2019). Pablo (2014) clasifica las zonas donde se presentan las cárcavas como erosión extrema con tasas por encima de 250 ton/ha/año, sugiriendo tasas de erosión mayores a este número en zonas de cárcavas. Esto es algo que Kirkby (1972) ya visualizó 50 años atrás sugiriendo que estas zonas de cárcavas estarían entre las que tienen mayores tasas de erosión del mundo, pero sin reportar datos cuantitativos. Las tasas que se muestran en este trabajo presentan valores que apoyan esta hipótesis, en consonancia también con Howard y Kerby (1983), los cuales demostraron una mayor intensidad de erosión en cárcavas desarrolladas bajo erosión acelerada que bajo erosión natural. La fotogrametría digital arroja valores realmente medidos (no resultado de modelos matemáticos) a esta intensa erosión que tanto interés ha generado entre investigadores de varias disciplinas desde mediados del siglo pasado. No obstante, es necesario analizar estas tasas de erosión sobre diferentes condiciones topográficas y ambientales dentro de una misma cuenca para poder ampliar el conocimiento en esta cuestión.

Respecto a la erosión sobre suelos, la fotogrametría digital sólo será un método válido de estimación si la vegetación no está presente o no existe ningún tipo de manejo del suelo que pueda modificar el cambio natural por erosión durante el periodo de análisis (por ello no se incluyó en el estudio las terrazas aluviales bajo uso agrícola), lo que llevaría a un error en los cálculos entre nuestros modelos digitales de superficie. No obstante, con el objetivo de comparar los valores de erosión en suelo mediante la USLE y la erosión en zonas desprovistas de suelo por medio de fotogrametría, se simuló las mismas condiciones topográficas que los levantamientos fotogramétricos (50 metros de longitud

de ladera y 20° de pendiente) en las mediciones de los suelos con USLE (tabla 21). Si comparamos las tasas de erosión sobre la formación Yanhuitlán en suelos cultivados calculadas con la USLE, y tasas de erosión en cárcavas calculadas con fotogrametría digital, se comprueba cómo en las zonas de cárcavas las tasas de erosión son similares a un uso del suelo agrícola en esa pendiente (tabla 18). Hoy día sabemos que la práctica agrícola sobre la Formación Yanhuitlán con esta pendiente (20°) es imposible sin el uso de terrazas de contorno o bancales.

COMPARACION DE CONDICIONES Y MÉTODOS PARA CÁLCULO DE TASAS DE EROSION EN FORMACIÓN YANHUITLÁN	TASA DE EROSIÓN (ton/ha/año)
Cultivado con maíz y arado paralelo a pendiente (USLE), pendiente=10°	138.2
Cultivado con maíz y arado paralelo a pendiente (USLE), pendiente=20°	785.2
Cárcavas (DRON), pendiente=20°	637.3 - 819.3

Tabla 18. Tasas de erosión calculadas bajo diferentes condiciones y con distintos métodos en la Formación Yanhuitlán.

Por otro lado, la tabla 19 muestra valores de erosión basados en USLE para los sitios donde se hicieron descripciones de perfiles de suelo, uniformizando el factor LS (50 m de longitud y 20° de pendiente) en cada perfil de suelo. La diferencia en la tasa de erosión según USLE entre suelos sin manejo agrícola (en amarillo) y suelos con manejo agrícola puede representar entre un 30 y un 60%, según el factor K de cada suelo. Las tasas de erosión de suelos con manejo agrícola en la Formación Yanhuitlán con estas condiciones topográficas, son similares a las tasas de erosión medidas en cárcavas (donde no hay suelo) con fotogrametría digital.

CLAVE	TIPO DE SUELO (WRB 2014)	unidad litologica	R	K	LS	C	P	Erosion (tn/ha/año)
P1N	eutric REGOSOL ruptic	Toba Llano de Lobos	226.70	0.04	15.27	0.11	1	37.6
P2N	skeletal PHAEZEM clayic	Toba Llano de Lobos	226.70	0.20	15.27	0.04	1	68.4
P8W	leptic eutric CAMBISOL siltic ochric	Andesita	226.70	0.37	15.27	0.04	1	126.6
P7	leptic CALCISOL (hypocalcic)	Formación Yanhuitlán	226.70	0.27	15.27	0.11	1	254.1
P7W	leptic eutric CAMBISOL	Toba Llano de Lobos	226.70	0.30	15.27	0.11	1	282.3
P1	calcaric eutric REGOSOL (ochric)	Formación Yanhuitlán ©	226.70	0.34	15.27	0.11	1	319.9
P3N	leptic chromic eutric CAMBISOL loamic ochric	Toba Llano de Lobos	226.70	0.37	15.27	0.11	1	348.1
P8	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Formación Yanhuitlán	226.70	0.41	15.27	0.11	1	385.8
P4N	cambic PHAEZEM (loamic colluvic)	Toba Llano de Lobos	226.70	0.30	15.27	0.19	1	487.6
P6W	calcic VERTISOL (hypereutric protostagnic)	Aluvión	226.70	0.28	15.27	0.36	0.75	646.7
P9	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Aluvión	226.70	0.41	15.27	0.19	1	666.3
P10	protovertic eutric CAMBISOL (clayic protocalcic escalic)	Aluvión	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P2	cambic CALCISOL (endoclayic, chromic)	Formación Yanhuitlán	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P3/P1W	calcic VERTISOL (hypereutric protostagnic)	Aluvión	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P3W	chromic CAMBISOL (colluvic claynovic)	Formación Yanhuitlán	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P4W	chromic CAMBISOL (calcaric)	Aluvión	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P5	protovertic cambic calcaric PHAEZEM (clayic)	Aluvión	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P6	calcaric chromic eutric CAMBISOL (escalic)	Aluvión	226.70	0.33	15.27	0.36	0.75	762.2
P4	haplic CALCISOL (loamic hypocalcic ochric)	Aluvión	226.70	0.34	15.27	0.36	0.75	785.2
P2W	luvic cambic CALCISOL (loamic chromic)	Formación Yanhuitlán	226.70	0.35	15.27	0.36	0.75	808.3

Tabla 19. Tasas de erosión basadas en la USLE simulando igual factor LS similar a la del estudio fotogramétrico realizado en una parcela de 2500 m². Se resaltan en amarillo los suelos que no se usan para agricultura.

8.4 Conclusiones

El estudio a través de las unidades de paisaje geomorfológico y las unidades de modelado erosivo inspirados en el modelo de Zinck (2013), presentan un análisis de la geomorfometría basado en las características litológicas, topográficas y ambientales, obteniendo resultados que muestran cómo la litología es un factor cuantificable en estudios de erosión con fotogrametría digital.

La erosión de suelos, acelerada por el hombre o natural, puede ser estimada con múltiples modelos matemáticos y técnicas ampliamente conocidas, no obstante las zonas carentes de suelo requieren de técnicas más instrumentales que aportan datos más precisos medidos in situ. La fotogrametría digital es una herramienta que permite incorporar a los estudios de erosión mediciones en zonas sin suelo de una forma rápida y eficiente, con la posibilidad de mejorar sustancialmente las sobreestimaciones generalizadas en zonas donde se encuentran grandes superficies sin suelo. Este interés se hace especialmente necesario en regiones con erosión en cárcavas, donde los métodos de estimación no se pueden aplicar.

M. Kirkby (1972) estableció los primeros análisis del modelado de la erosión en el valle de Yanhuitlán encontrando efectivamente grandes diferencias en las zonas de cárcavas de la FY con el resto de las litologías en la cuenca. Con la metodología empleada en esta tesis se demuestra cuantitativamente estas diferencias dentro de la subcuenca de Yanhuitlán y permite calcular las elevadas tasas de erosión pronosticadas en las cárcavas de la Formación Yanhuitlán por dicho autor, siendo consistente también con las observaciones de Howard y Kerby (1983) mencionadas anteriormente. Por tanto, se puede confirmar que la fotogrametría digital ha proporcionado resultados cuantitativos satisfactorios para nuestros objetivos.

Otro aporte importante del levantamiento fotogramétrico en estudios de erosión es que resuelve el problema del cálculo de erosión en zonas de cárcavas de manera remota y rápida. El uso de esta tecnología es de suma importancia sobre este tipo de superficies, ya que éstas son las que aportan mayores tasas de sedimentos a la cuenca. No obstante, para obtener datos precisos sobre la erosión total que sufre la cuenca alta del río Verde, es necesario establecer estas mediciones fotogramétricas sobre diferentes condiciones topográficas de la cuenca en cada litología, ya que estas aumentarán o disminuirán siempre en función de ésta (Howard y Kerby, 1983; Montgomery et al., 2002; Godínez-Tamay et al., 2020). Por otro lado, es necesario continuar realizando más pruebas con diferentes planes de vuelo que puedan mejorar los resultados en la nube de puntos que para minimizar así el error en el acoplamiento de los MDS. Esto para afinar las tasas de erosión o incluso para no tener que manejar valores en rangos.

El uso de drones para el análisis geomorfológico y de erosión a partir de modelos digitales de alta resolución solución se muestra, por tanto, como una herramienta satisfactoria, destacando el análisis del modelado superficial de la erosión hídrica en formaciones geológicas carentes de suelo, así como sus tasas de erosión multitemporal. La mayor ventaja que proporciona es que es posible analizar y cuantificar las diferencias del modelado de la erosión hídrica por litología en cualquier momento, siendo esto de gran utilidad para estudiar eventos extraordinarios de cambios sobre el terreno, como procesos de remoción en masa o inundaciones. Esto permite analizar la dinámica geomorfológica del terreno con mayor precisión y establecer monitoreos programados para estudios de erosión, análisis de riesgo y manejo de cuencas más integrales y efectivos. Se propone el término de **geomorfogrametría** para esta técnica de análisis del terreno.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrahams, A. y Parsons A.J. 1991. Relation between infiltration and stone cover on a semiarid hillslope in Southern Arizona. *Journal of Hydrology* 122: 49-59
- Alexander, R. y Calvo, A. 1990. The influence of lichens on slope processes in some Spanish badlands. En Thornes J.B. (Ed): *Vegetation and Erosion*. Wiley. Chichester. 385-398
- Baptist, M. 2005. *Modelling Foodplain Biogeomorphology*. Delft University Press.
- Blackwelder, J. 1925. Exfoliation as a phase of rock weathering. *Journal of Geology* 33 (5)
- Bechet, J., Duc, J., Loye, A., Jaboyedoff, M., Mathys, N., Malet, J.-P., Klotz, S., Le Bouteiller, C., Rudaz, B. & Travelletti, J. 2016. Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs), *Earth Surface Dynamics* 4: 781–798. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-781-2016>
- Blackwelder, E. 1925. Exfoliation as a phase of rock weathering. *Journal of Geology*. V.33, 793-806
- Bocco, G. 1989. Análisis estadístico de datos hidrometeorológicos en estudios de erosión acelerada. Un estudio de caso en la Cuenca del Río Tlalpujahuá, México. *Investigaciones Geográficas* 20: 9-28
- Bocco, G. 1991a. Gully erosion: processes and models. *Progress in Physical Geography* 15 (4): 392-406
- Bocco, G. 1991b. Traditional knowledge for soil conservation in central Mexico. *Journal of Soil and Water Conservation* 46 (5).
- Bocco, G., Mendoza M. y Masera, O. 2001. La dinámica del cambio de uso del suelo en Michoacán. Una propuesta metodológica para el estudio de los procesos de deforestación. *Investigaciones Geográficas* 44: 18-38
- Borejsza, A., Frederick, C., Alatorre, L. & Joyce, A. 2014. Alluvial Stratigraphy and the Search for Pre-ceramic Open-air Sites in Highland Mesoamerica. *Latin American Antiquity* 25(3): 278-299. doi:10.7183/1045-6635.25.3.278

- Cámara, R, J.R. Martínez y Díaz F. 2004. Metodología y aplicaciones de los balances hídrico y bioclimático y su aplicación al estudio ecodinámico de las formaciones vegetales. Universidad de Sevilla. España. inédito
- Campo, M., Álvarez, J., Casalí, J. & Giménez, R. 2007. Effect of topography on retreat rate of different gully headcuts in Bardenas Reales área (Navarre, Spain). En: J. Casalí y R. Giménez (Comp.), *Progress in gully erosion research*. 24-25
- Carranza, J. 2014. Análisis de información espacial y aplicación de herramientas para la determinación de servicios ecosistémicos y toma de decisiones en la Mixteca Alta. Proyecto Mixteca. Inédito
- Castillo C., James M. R., Redel Macías M. D., Pérez R. & Gómez J. A. 2015. SF3M software: 3-D photo-reconstruction for non-expert users and its application to a gully network. *SOIL* 1: 583-594.
- Cholley, A. 1950. *La Geographie. Guide de l'étudiant*. Presse Universitaire de France.
- Clements, F.E. 1902. A system of Nomenclature for Phytogeography. *Botanische Jahrbucher fuer Systematik, Pflanzengeschichte und Pflanzengeographie* 31: 1-20.
- Comino, J., Brings, C., Lassu, T., Iserloh, T., Senciales, J. M., Martínez Murillo, J. F., Ruiz Sinoga, J. D., Seeger, M., & Ries, J. B. 2015. Rainfall and human activity impacts on soil losses and rill erosion in vineyards (Ruwer Valley, Germany). *Solid Earth* 6: 823–837. <https://doi.org/10.5194/se-6-823-2015>.
- De Cserna, Z. 1960. Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. *Boletín de la sociedad geológica Mexicana* 30 (2):159-168.
- De Cserna Z., Alcayde M., Monroy E. 2002. *¿Geografía sin geología?*. Instituto de geografía, UNAM. UNAM: Serie Libros. ISBN UNAM 970-32-0511-9
- De ploey, J & Poesen, J. 1980. Measuring soil loss and experimental studies. En Kirkby, M. y Morgan, R. (Eds): *Soil Erosion*, Wiley. 63-108
- Dune, T. & Aubry, B. 1986. Evaluation of Horton's theory of sheetwash and rill erosion on basis of yield experiments. En Abrahams, A. (Ed): *hillslope Processes*. Allen and Unwin. Boston. 31-53

- Dunne T. & Leopold, L. 1978. *Water in environmental planning*. Freeman. San Francisco, USA. 819
- Easterbrook, D.J. 1993. *Surface processes and landform*. New York Mc Millan.
- Ehrendorfer, F. 1994. Geobotánica. In: Strasburger, E. (Ed) *Tratado de Botánica*. Ed. Omega, Barcelona.
- Eltner, A. 2013. Konzeption einer Methode zur quantitative Erfassung von bodenerosion durch integrierte Aufnahme mit einer Mikrodrohne und einem terrestrischen Laserscanner. *DGPF Tagungsband 22*: 1-9
- Eltner, A. 2016. Photogrammetric techniques for across-scale soil erosion assessment. Developing methods to integrate multi-temporal high resolution topography data at field plots. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Doktoringenieur. Technische Universität Dresden. Germany
- Eltner, A., Kaiser A., Castillo C., Rock G., Neugirg F. & Abellán A. 2016. Image-based surface reconstruction in geomorphometry- merits, limits and developments. *Earth surface Dynamics* 4: 359-389
- Etter, Andrés. 1991. *Introducción a la ecología del paisaje: un marco de integración para los levantamientos ecológicos*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá Colombia
- Fernández de Castro, G., Vazquez L., Palacio, J.L., Peralta A. y García A. 2018. Geomorfometría y cálculo de erosión hídrica en diferentes litologías a través de fotogrametría digital con drones. *Investigaciones geográficas*, [S.l.], n. 96, jul. 2018. ISSN 2448-7279. Disponible en: <http://www.investigacionesgeograficas.unam.mx/index.php/rig/article/view/59548>. Doi: <http://dx.doi.org/10.14350/rig.59548>.
- Ferreras, C. 2000. Factores mesológicos de la vegetación. En: Meaza, G. (Ed). *Metodología y práctica de la Biogeografía*. Ediciones serbal. Barcelona. 25-49
- Ferrusquía, I. 1970. Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Excursión geológica México-Oaxaca, *Servicio Geológico mexicano*, 97: 119-138.

- Ferrusquía, I. 1976. Estudios geológico-paleontológicos en la región de la Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México, *Boletín del Instituto de Geología, UNAM* 97: 160-172
- Foster, G. & Meyer, L. 1975. Mathematical simulation of upland erosion using fundamental erosion mechanics. En U.S. Department of Agriculture (Ed): *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*, U.S. Agricultural Research Report ARS-S-40.: 190-207
- Frankl, A., Stal, C., Abrahams, A., Nyssen, J., Rieke-Zapp, D., De Wulf, A. & Poesen, J. 2015. Detailed recording of gully morphology in 3D through image-based modelling. *Catena* 127: 92–101.
- Fuentes J.J. 2004. Análisis morfométrico de cuencas. Caso de estudio: Parque Nacional Pico de Tancítaro, Michoacán. Instituto Nacional de Ecología, México.
- García, G. 1998. Aporte de la fotogrametría terrestre a la solución de problemas geográficos. Tesis para obtener el grado de Doctor en Geografía. Posgrado en Geografía, UNAM. Disponible en http://oreon.dgbiblio.unam.mx/F/G6IT62FPV29Q39UC67KIFLIT7BEJCUQXPY3YKY1TC2K85TDVIU-44926?func=full-set-set&set_number=008070&set_entry=000008&format=999
- García, E. 2004. *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koeppen*. Instituto de Geografía. UNAM. Serie Libros ISBN 968-36-7398-8
- Guerrero, R., Jiménez, E. y Santiago, H. 2010. La transformación de los ecosistemas de la Mixteca Alta oaxaqueña desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. *Ciencia y Mar*. Universidad del Mar 40: 61-68
- Gilabert, M., González-Piqueras, J. y García- Haro J. 1997. Acerca de los índices de vegetación. *Revista de Teledetección* 8: 1-10
- Gilchrist, A.R., Summerfiel, M.A. & Cockburn, H.A.P., 2004. Landscape dissection, isostatic uplift and the geomorphology development or orogens in Geomorphology. *Critical concepts in Geography*. General Editor: *Evans D.J.A.* routledge, London. 225-236
- Godínez- Tamay, A., Castillo, M., Ferrari, L. & Ortega, F. 2020. Assessing landscape response to tectonic in the Jalisco block and adjacent areas (West-Central México) using topographic analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102469>

- Gómez, A., Schnabel, S. Berenguer, F., Lavado, F. & Rubio J. 2014. Using 3D photoreconstruccition methods to estimate gully headcut erosion. *Catena* 120: 91-101
- Gómez, A., Schnabel, S. Conoscenti, C., Almaru, N., Ferro, V., Di Stefano, C., SanJosé, J.J., De Matías, J. & Berenguer, F. 2016. Elaboración de modelos 3D de diferentes morfologías y escalas utilizando técnicas Structure-from-Motion y fotografías terrestres. *Cuaternario y Geomorfología* 30 (1-2).
- Gutiérrez, M. 2009. *Geomorfología*. Pearson Prentice Hall.
- Harvey, A. 2004. Badlands. En Goudie, A. (Ed): *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London. 45-48
- Hernández, J.R., Perez, J.L, Rosete, F., Villalobos, M, Méndez A. y Navarro, E. 2017. Clasificación geomorfométrica del relieve mexicano: una aproximación morfográfica por densidad de curvas de nivel y la energía del relieve. *Investigaciones Geográficas*, 94. Disponible en: <http://www.investigacionesgeograficas.unam.mx/index.php/rig/article/view/57019>
Consulta en: 24 mar. 2020 doi: <http://dx.doi.org/10.14350/rig.57019>.
- Horton, R.E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos Trans. AGU* 14(1): 446–460
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56: 275-370
- Howard, A. & Kerby, G., 1983. Channels changes in badlands: Geological Society of America Bulletin, 94, 739–752.
- Hudson, N. 1982. *Conservación del Suelo*. México: Reverté
- Huguet del Villar, E. 1929. *Geobotánica*. Colección Labor. Barcelona.
- Huete, A. 1988. A Soil- Adjusted Vegetation Índex (SAVI). *Remote Sensing of Environment* 25: 295-309
- INEGI 2011. Mapa de Uso de suelo y vegetación, escala 1:250.000, Serie V, continuo nacional.
- INEGI. 2014. Conjunto de datos de erosión de suelo, escala 1:250.000 serie I, continuo nacional.

- Jackson, M.L. & Pennigton, R.P. 1948. Segregation of clay minerals of polycomponent soil clays. *Soil science of America Proceedings* 12: 452-457
- Jetten, V. 2013. *OpenLISEM*. University of Twente. <https://blog.utwente.nl/lisem/about/>
- Jiménez, C. 2010. Evaluación de obras de conservación de suelos en el distrito de Coixtlahuaca (Oaxaca, México) y bases para actuaciones futuras. Trabajo fin de carrera. Escuela técnica superior de Ingeniero de montes. Universidad Politécnica de Madrid.
- Kirkby M., 1972. The Physical Environment of the Nochixtlan Valley. PhD dissertation. Vanderbilt University. 14-37
- Knisel, G. 1980. "CREAMS; a field scale model for chemical, runoff and erosion from agricultural management systems", USDA 26
- Leopold, L., Wolman, M. & Miller, J. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman. San Francisco
- Leigh D., Kowalewski S. & Holdridge G. 2013. 3400 years of agricultural engineering in Mesoamerica: lama-bordos of the Mixteca Alta, Oaxaca, Mexico. *Journal of Archaeological Science* 40: 4107-4111.
- Llena, M., Vericat, D. & Martínez-Casasnovas, J. 2018. Aplicación de algoritmos Structure for Motion (SfM) para el análisis histórico de cambios en la geomorfología fluvial. *Cuaternario y Geomorfología* 32 (1-2): 53-73
- López-Ticha, D. 1970. Reconocimiento geológico de la Cuenca de Tlaxiaco, Informe Inédito, PEMEX. 551.
- López Blanco, J. 1987. Morfometría zonificada interna y su relación con el medio físico. Cuenca del río el Pitamayo, arroyo grande, Estado de Jalisco. Tesis de maestría. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM
- López, J. y Martínez F. 2005. Caracterización de las unidades ambientales biofísicas del Glacís de Buenavista, Morelos, mediante la aplicación del enfoque geomorfológico morfogenético. *Investigaciones Geográficas*. UNAM 58: 34-53

- Lyford, F. & Qashu, H. K. 1969. Infiltration rates as affected by desert vegetation. *Water Resources Research* 5: 1373-1376
- Maass, M. 1998. Erosión de suelos en México: una consecuencia de la transformación del hábitat y uno de los problemas más serios de degradación ambiental. En: Toledo G. y M. Leal-Pérez (edit.). *Destrucción del hábitat*. Programa Universitario de Medio Ambiente (PUMA), UNAM.
- Martínez-Casasnovas, J. A., Antón-Fernández, C. & Ramos, M. C. 2003. Sediment production in large gullies of the Mediterranean area (NE Spain) from high-resolution digital elevation models and geographical information, systems analysis. *Earth Surface and Processes* 28: 443–456. <https://doi.org/10.1002/esp.451>
- Martiny, B., Martínez-Serrano, RG., Morán-Zenteno, DJ., Macías-Romo C. & Ayuso, RA. 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics* 318: 71-98.
- Mateo, J.M. y Vicente, E. 2007. La geoecología del paisaje como fundamento para el análisis ambiental. *Revista electrónica de PRODEMA* 1(1): 77-98
- Melton, M.A. 1957. *An Analysis of the Relations Among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology*. Proj. NR 389-042, Tech. Rep 11, Columbia University, Department of Geology, ONR, New York.
- Montero de Burgos, J.L. y González, J.L. 1974. *Diagramas bioclimáticos*. ICONA. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Montes, P. 2009. Inventario de erosión acelerada de suelos en la Mixteca Alta de Oaxaca. Tesis de maestría en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Montes, M., Alejandrina L., Uribe, E. y García, E. 2011. Mapa Nacional de Erosión Potencial. *Tecnología y Ciencias del Agua*, vol. II, núm. 1, enero-marzo, 2011, pp. 5-17. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Morelos, México. [en línea], Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=353531972001>.
- Montgomery, D. & Brandon, M. 2002. Topographic control on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 201: 481-489

- Morgan, R. 1995. *Erosión y conservación del suelo*. Segunda edición. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid.
- Morin, J. & Benyami, Y. 1977. Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resources Reseach* 13: 813-817
- Mueller, R.G., Joyce, A. & Borejsza A. 2012. Alluvial archives of the Nochixtlan valley, Oaxaca, Mexico: Age and significance for reconstructions of environmental change. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 321: 121–136.
- Nadal, E., Revuelto, J., Errea, P. & López, J.I. The application of terrestrial laser scanner and SfM photogrammetry in measuring erosion and deposition processes in two opposite slopes in a humid badlands area (central Spanish Pyrenees). *Soil Journal* 1: 1-13
- Naranjo, S. 2019. Assessing the effect of different spatial resolutions in soil erosion modeling – Case study in a highland tropical watershed in southeast Mexico. PhD Dissertation. Hohenheim University. Germany
- Nearing, M.A., Foster G.R., Lane L.J. & Finkner, S.C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA- Water Erosion Prediction Project Technology. *Transaction of the ASAE* 32 (5): 1587-1593
- Nuñez, F.A. Geomorfología y sedimentología del sistema de cárcavas en el borde costero al suroeste del Castillo de Araya, Estado Sucre, Venezuela. *Investigaciones Geográficas*, [S.l.], n. 92, mar. 2017. ISSN 2448-7279. Disponible en: <<http://www.investigacionesgeograficas.unam.mx/index.php/rig/article/view/53428>>. <http://dx.doi.org/10.14350/rig.53428>.
- Oropeza, O., Cram, S., MahEng, J.M., Hermann, M., Vences, D., Villar, S. y Ortiz, M. 2016. Vegetación en la cuenca hidrográfica y el municipio de Yanhuitlán. En Lejarazu M. (Ed). *Configuraciones territoriales en la Mixteca Vol. II Estudios de geografía y arqueología*.
- Rivera, P., Andrade, E., Garza, F., Castro, B. y Belmonte, F. 2014. Medición de la erosión en cárcavas por medio de imágenes de satélite. *Terra Latinoamericana* 32(1): 13-21.

- Oostwoud, D., Poesen, J., Vandekerckhove, L., & Ghesquiere, M. 2000. Spatial distribution of gully head activity and sediment supply along an ephemeral channel in a Mediterranean environment. *Catena* 39: 147-167
- Ortiz, M., Oropeza, O., Cram, S., MahEng, JM., Hermann, M., Vences, D. y Villar, S. 2016. Reconocimiento de las unidades de paisaje geomorfológico en la cuenca hidrográfica y el municipio de Yanhuitlán. En Lejarazu M. (Ed). *Configuraciones territoriales en la Mixteca Vol. II Estudios de geografía y arqueología*.
- Pablo, M.A. 2014. Caracterización y diagnóstico biofísico para el ordenamiento ecológico territorial en la cuenca del río Grande, Oaxaca, usando Percepción remota y sistemas de información geográfica. Tesis de licenciatura en geografía. Facultad de filosofía y letras-colegio de Geografía. 61-68
- Pagney, P. 1982. *Introducción a la climatología*. Editorial Oikos-Tau. ISBN- 9788428105200
- Palacio, J.L. 1990. Determinación de áreas de erosión potencial en cárcavas: un ejemplo en el centro de México. *Investigaciones Geográficas* 21: 45-55.
- Palacio, J.L. y Vazquez L. 1990. Relative importance of modelling processes in badland slopes. An example in central Mexico. *Zeitschrift für Geomorphologie* 34, 301-306
- Palacio J.L., Rosado E., Oropeza O., Cram S., Ramírez X., Fernández P., Fernández de Castro G., Ortiz M. y Dávila V. 2015. Geoparque Aspirante Mixteca Alta. Erosión, Cultura y Geopatrimonio. Dossier de aplicación para la red Global de Geoparques UNESCO.
- Paniukov, P. 1981. *Geología aplicada a la ingeniería*. Editorial MIR, Moscú 55-96
- Pantoja, J. 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. En Segura, L.R., Rodríguez-Torres, R. (Eds.). Excursión México-Oaxaca, Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía: Sociedad Geológica Mexicana 67-84.
- Parker, G. 1963. Piping, a geometric agent in landform development of the drylands. *International Association of scientific Hydrologist Publication* 65: 103-113
- Pérez V. 2011. Investigaciones en Cerro Jazmín: el urbanismo tridimensional en el Oaxaca antiguo. En Rivera I. (Ed) *Memorias de la quinta mesa redonda de Monte Albán*

- Pierson, T. 1963. Soil pipes and slope stability. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 16: 1-11.
London
- Poesen, J., Vandaele, K., & Van Wesemael, B. 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. *IAHS* 236: 251-266
- Priego, A., Bocco, G., Mendoza, M. y Garrido, A. 2008. Propuesta para la generación semiautomatizada de unidades del paisaje Fundamentos y métodos. *Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT)*. 35-36.
- Przybilla, H.J. & Wester-Ebbinghaus, W., 1979. Bildflug mitferngelenktem Kleinflugzeug. Bildmessung und Luftbildwesen. Zeitschrift fuer Photogrammetrie und Fernerkundung. Herbert Wichman Verlag, Karlsruhe, Germany.
- Poesen, J. Ingelmo-Sánchez, F. & Mucher, H. 1990. Effects of size and incorporation of synthetic mulch on runoff and sediment yield from interrills in a laboratory study with simulated rainfall. *Soil and tillage research* 21: 209-223
- Remondino F., Barazzetti L. Nex F., Scaioni M. & Sarazzi D. 2011. UAV photogrammetry for mapping and 3d modeling- Current Status and Future Perspectives. *International archives of the Photogrammetry, Remote sensing and Spatial Information Sciences* 38
- Rivas-Martínez, S. 2004. Sinopsis biogeográfica, bioclimática y vegetal de América del Norte. *Fitosociología* 41: 19-52.
- Ruhe, R.V. 1960. Elements of the soil landscape. *In Trans. 7th int. Congr. Soil Science* 4: 165-170
- Sánchez, E. Torres, M. Palacios, A. Aguilar, M. Pino, S. & Granada, L. 2000. Comparación del NDVI con el PVI y el SAVI como Indicadores para la Asignación de Modelos de Combustible para la Estimación del Riesgo de Incendios en Andalucía. *Tecnologías Geográficas para el Desarrollo Sostenible Departamento de Geografía*. Universidad de Alcalá, 2000: 164-174 Disponible en Internet en: http://age.ieg.csic.es/metodos/docs/IX_2/Sanchez_Esperanza.PDF- Consulta: 02 de abril 2011
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, A. (2008). Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, Sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. UNAM 25(3): 494-516.

- Salitchev, A. 1979. Cartografía, Pueblo y Educación, La Habana
- Schaetzl, R. & Anderson, S. 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press
- Schlaepfer, C. y De Pablo, L. (1971). Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las capas rojas de la formación Yanhuitlán, Oaxaca. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* XXIII (7-12): 93 – 117.
- Schlaepfer, C. (1976). Geología terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán. En “Excursión México-Oaxaca”. *Servicio Geológico Mexicano*. 85-96.
- Schimper, A. F. W. 1903. Plant-geography upon a physiological basis. Revised and edited by Percy Bayley Balfour. Oxford Clarendon Press.
- Schumm, S.A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy. New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America* 73: 719-724
- Selby, M.J. 1993. *Hillslope material and processes* (2nd edition) Oxford University Press.
- Siebe, C., Reinhold, J. & Stahr, K. 2006. Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos en el campo. 2° edición. *Instituto de Geología*. UNAM
- Smith, C. 1976. Modern vegetation and ancient plant remain of the Nochixtlan valley, Oaxaca. PhD. Disertation. Vanderbilt university
- Solís, B., Fernández de Castro, G., Vázquez, G., García, G., Bocco, G. y Ortiz, M. 2018. Paisaje cultural y evidencias estratigráficas del antropoceno en la Mixteca alta, Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 70(1): 147-171. <https://dx.doi.org/10.18268/bsgm2018v70n1a9>
- Spores, R. 1969. Settlement, farming technology, and environment in the Nochixtlan valley. *Science* 166: 557–569
- Strahler, A. 1952. Dynamic basis on geomorphology. *Bulletin of Geological society of America* 66: 923-938
- Stöcker, C., Eltner, A. & Karrasch, P. 2015. Measuring gullies by synergetic application of UAV and close-range photogrammetry – A case study from Andalusia, Spain. *Catena* 132: 1-11
- Strakhov, M. 1967. *Principles of Lithogenesis*. Springer Science, New York media.

- Talbot, M. & Williams, M., 1978. Erosion of fixed dunes in the Sahel, Central Niger. *Earth surface Processes* 3: 107-113
- Thornthwaite, C.W. 1933. The climates of the earth. *The Geographical Review* 23: 433-440.
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38: 55-94
- Thornthwaite, C. W. & Mather, J. R. 1955. *The Water Balance*. Laboratory of Climatology. *Publ. in Climatology* 8: 1-104.
- Thornthwaite, C.W. & Mather, J.R. 1957. Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology. *Publ. in Climatology* 10: 181-311
- Toledo, V. 2013. Cuantificación de la erosión regresiva en cabeceras y pérdida de suelo en cárcavas en el sector de Susucal, estado Lara Venezuela. *Revista de Investigación del Instituto Pedagógico de Caracas* 80: 37-46
- Torres, R. 2004. Tipos de vegetación. En: García, A., Ordoñez, M., Briones, M. (eds). *Biodiversidad de Oaxaca*. Instituto de Biología. UNAM-Fondo Oaxaqueño para la conservación de la naturaleza-World wide Fund. Mexico. 105-117
- Turner, D., Lucieer, A. & De Jong, S. 2015. Time series analysis of Landslide dynamics using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV). *Remote Sensing* 7(2): 1736-1757
- Turowski, J. & Cook, K. 2017. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation. *Earth surface processes and Landform* 42(1): 109-127
- Ullman, S. 19779. The interpretation of Structure for Motion. *Proceeding of the Royal Society Biological Research Journal* 203: 405-426
- United States Department of Agricultural (USDA) 2012. *Engineering Classification of Rock Materials*. National Engineering Handbook, Chapter 4: 4-11
- Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS) 2014. Centro de Ciencias de la Atmósfera. Universidad Nacional Autónoma de México. <http://www.atmosfera.unam.mx/>

- Valladares, F. 2004. *Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante*. Ministerio de Medio Ambiente, EGRAF, S. A., Madrid. 309-334
- Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In Schuster, R. L. & Krizek, R. J. (Ed). *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control*. Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33.
- Viles, H.A. 1988. *Biogeomorphology*. Blackwell, Oxford
- Warming, E. 1909. *Oecology of plants. An Introduction to the Study of Plant Communities*. Oxford University Press. London. 422 pp.
- Wishmeier, W.H. & Smith, D.D. 1960. A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. *Trans. Int. Congr. Soil Science* 7: 418-425.
- Wishmeier, W.H. & Smith, D.D. 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to conservation, Agricultural Handbook 537. Planning, Science and Education Administration
- Wolman, M. & Leopold, J. 1957. River foodplains. Some observations on their formation. *U.S. Geological Survey. Prof. Paper 282-C*: 87-107.
- Zink, J. 2013. *Geopedology. Elements of geomorphology for soils and geohazards studies*. Special Lecture notes. Enschede, The Netherlands: *Institute for Aerospace Survey and Earth Science (ITC)*.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

Autores: Dr. R. Cámara Artigas, Dr. J.R. Martínez Batlle, Dr. F. Díaz del Olmo (INÉDITO)

Grupo de trabajo Estudios Tropicales y Cooperación al Desarrollo
Grupo PAI RNM-273



I. PROCEDIMIENTO DE CALCULO, ELABORACIÓN Y COMENTARIO DEL BALANCE HÍDRICO DE THORNTWHAITE-MATTER

Los diagramas de balance hídrico se basan en los datos aportados por las tablas de balance de Thornthwaite y Matter, que parte de los siguientes presupuestos (Pagny, 1982):

a) La profundidad del suelo donde tienen lugar las pérdidas de agua por evapotranspiración viene definida por el sistema radicular de la vegetación. Estas pérdidas se convierten en **potenciales acumuladas (ppa)** en el transcurso de los meses secos. El **déficit de humedad (Dh)**, queda definido como la diferencia entre **ETP** y **ETR**.

b) La **capacidad de almacenamiento del agua en el suelo (He)** susceptible de evapotranspirarse, está definida por la denominada **capacidad de campo (CC)**. El **exceso de humedad (Eh)** sólo aparece cuando:

$$P - ETP > 0$$

de tal manera que queda definida como la diferencia positiva de:

$$P - (ETP + \text{EST})$$

c) Si el **exceso de humedad** es superior a la **capacidad de campo** aquel se pierde por gravedad, alimentando el acuífero, de manera que siempre y cuando exista (Eh), de manera general:

$$R_m = E_{h_m}$$

A partir de estos supuestos se representa gráficamente los valores de pluviometría, ETP y ETR, de tal manera que quedan definidas las siguientes áreas en el balance:

- **Exceso de agua: $P > ETP$**

- **Déficit de agua: $ETP > ETR$**

- **Utilización de humedad del suelo: $ETR > P$**

- **Recargo de humedad del suelo: $P > ETP$** después de un período de déficit, hasta que el sobrante (**Eh**) sea mayor que cero.

Hipótesis de partida (Thornthwaite y Matter):

1. La profundidad del suelo donde tiene lugar las pérdidas de agua por evapotranspiración viene definida por la profundidad del sistema radical de la vegetación, de tal manera que la capacidad de

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

almacenamiento en agua de esta zona, que es susceptible a la evapotranspiración, está definida por la **capacidad de campo** y el **punto de marchitez**.

Para la obtención del valor de la **capacidad de campo (CC)** se aplica la siguiente fórmula:

$$CC = CR * PR$$

siendo **CR** la capacidad de retención en mm/m.

PR la profundidad radicular en m.

y considerando para la **capacidad de retención (CR)** que, de forma general (mm/m):

Tabla 1. Capacidad de retención según textura de la formación superficial

arenosos fino	100
franco arenoso fino	150
franco limoso	200
franco arcilloso	250
arcilloso	300

Tabla 2. Capacidad de almacenamiento de agua según suelo y cultivo

Textura del suelo	Capacidad de campo (agua utilizable) mm./m.	Profundidad radicular m.	Capacidad de campo (Agua total utilizable) mm.
Cultivos de raíces someras			
Arenoso fino	100	0,50	50
Franco arenoso fino	150	0,50	75
Franco limoso	200	0,62	125
Franco arcilloso	250	0,40	100
Arcilloso	300	0,25	75
Cultivo de raíces de profundidad moderada (cereales)			
Arenoso fino	100	0,75	75
Franco arenoso fino	150	1,00	150
Franco limoso	200	1,00	200
Franco arcilloso	250	0,80	200
Arcilloso	300	0,50	150
Cultivos de raíces profundas (praderas, arbustos)			
Arenoso fino	100	1,00	100
Franco arenoso fino	150	1,00	150
Franco limoso	200	1,25	250
Franco arcilloso	250	1,00	250
Arcilloso	300	0,67	200
Arboles frutales (arbolado, dehesa)			
Arenoso fino	100	1,50	150
Franco arenoso fino	150	1,67	250

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

Franco limoso	200	1,50	300
Franco arcilloso	250	1,00	250
Arcilloso	300	0,67	200
Bosque cerrado			
Arenoso fino	100	2,50	250
Franco arenoso fino	150	2,00	300
Franco limoso	200	2,00	400
Franco arcilloso	250	1,60	400
Arcilloso	300	1,17	350

Cuando dicha zona tiene un contenido en humedad superior al correspondiente a la capacidad de campo, el exceso (agua gravitacional) lo pierde por gravedad, alimentando las aguas subterráneas.

2. Si comparamos la precipitación (P) con la evapotranspiración potencial (ETP), se observa que existen meses a lo largo del año en los que $P > ETP$, y por lo tanto $ETR = ETP$. La diferencia con la precipitación (P) se utiliza:

- a) para que el suelo tenga una humedad equivalente a su capacidad de campo
- b) el sobrante, por percolación, irá a la capa freática o escurrirá en superficie.

En los meses en que $P < ETP$, se cumple que $ETP > ETR$. Toda la ETP engloba a la precipitación caída en ese mes y a parte de la contenida en el suelo en el mes anterior. Para valorar la cantidad de agua que el suelo cede, se considera actuando sobre él una evapotranspiración real (ETR) equivalente a $(ETP - P)$. Empíricamente se ha observado que esta cesión es inferior a la ETP considerada, siendo menor cuanto más seco esté el suelo. Existe pues en el suelo para cada mes una pérdida potencial y una pérdida real. Thornthwaite aporta para ello las tablas (Tabla nº 4 a 12) que se anexan a este texto, y en las que se hace referencia a suelos con diferentes capacidades de campo.

2. Elementos del balance y proceso de cálculo

2.1. Elementos utilizados en el balance

- tm,** Temperatura media mensual en °C
- ETP,** Evapotranspiración potencial en mm.
- P,** Precipitación media mensual en mm.
- P-ETP,** Pérdidas o adiciones potenciales de humedad en el suelo
- ppa,** Pérdidas potenciales acumuladas
- He,** Agua almacenada en el suelo
- ΔST,** Cambios del agua almacenada en el suelo
- ETR,** Evapotranspiración real
- Eh,** Excedente de humedad
- Dh,** Déficit de humedad

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

Ra, Escorrentía de aguas
R, Escorrentía total
DT, detención de humedad

2.2. Proceso de cálculo

Para la elaboración de los datos solo se precisa de las temperaturas medias mensuales (t_m) y los valores mensuales de precipitación (P) (estaciones termopluviométricas).

2.2.1. Cálculo de la ETP.

$$ETP_m \text{ (mm)} = 16 (10t_m/l)^a$$

donde (l) es el índice de calor anual:

$$l = 2^{12} (t_m/5)^{1.514}$$

y (a) la constante local del índice (l):

$$a = 675 (l \cdot 10^{-3})^3 - 77,1 (l \cdot 10^{-3})^2 + 1792 (l \cdot 10^{-5}) + 0,49329$$

El valor obtenido de ETP_m es corregido para cada mes según la latitud en que se encuentre la estación termopluviométrica observando la tabla siguiente elaborada por Dunne y Leopold (1978).

FACTOR DE CORRECCION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL ESTANDAR, EN FUNCION DE LA LATITUD (DUNNE y LEOPOLD, 1978)

	EN	FB	MZ	AB	MY	JN	JL	AG	SP	OC	NV	DC
60°N	0.54	0.67	0.97	1.19	1.33	1.56	1.55	1.33	1.07	0.84	0.58	0.48
50°N	0.71	0.84	0.98	1.14	1.28	1.35	1.33	1.21	1.06	0.90	0.76	0.68
40°N	0.80	0.89	0.99	1.10	1.20	1.25	1.23	1.15	1.04	0.93	0.83	0.78
30°N	0.87	0.93	1.00	1.07	1.14	1.17	1.16	1.11	1.03	0.96	0.89	0.85
20°N	0.92	0.96	1.00	1.05	1.09	1.11	1.10	1.07	1.02	0.98	0.93	0.91
10°N	0.97	0.98	1.00	1.03	1.05	1.06	1.05	1.04	1.02	0.99	0.97	0.96
0°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
10°S	1.05	1.04	1.02	0.99	0.97	0.96	0.97	0.98	1.00	1.03	1.05	1.06
20°S	1.10	1.07	1.02	0.98	0.93	0.91	0.92	0.96	1.00	1.05	1.09	1.11
30°S	1.16	1.11	1.03	0.96	0.89	0.85	0.87	0.93	1.00	1.07	1.14	1.17
40°S	1.23	1.15	1.04	0.93	0.83	0.78	0.80	0.89	0.99	1.10	1.20	1.25
50°S	1.33	1.19	1.05	0.89	0.75	0.68	0.70	0.82	0.97	1.13	1.27	1.36

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

2.2.2. Cálculo de (P - ETP)

Los valores (+) corresponde a adiciones potenciales de humedad y los (-) a pérdidas potenciales de humedad.

2.2.3. Cálculo de la pérdida potencial acumulada al final de cada mes (ppa).

a) para todo mes que $(P-ETP)_m > 0$ entonces $ppa_m = 0$ (de forma general)

b) para todo mes que $(P-ETP)_m < 0$ entonces $ppa_m = ppa_{m-1} + (P-ETP)_m$, y en este caso se inicia el cálculo por el primer mes en que $(P-ETP)_m < 0$

2.2.4. Cálculo de agua capilar contenida en el suelo (ST).

Su límite superior es la capacidad de campo (CC) que ha de determinarse para cada estación termopluviométrica, cada formación superficial y cada formación vegetal (Tabla nº2).

a) para los meses en los que $(P-ETP)_m > 0$ entonces:

$$ST_m = ST_{m-1} + (P-ETP)_m$$

el cálculo se inicia por el primer mes en que $(P-ETP)_m > 0$ considerando como hipótesis sólo para éste mes que $ST_{m-1} = 0$

b) para los meses en que $(P-ETP)_m < 0$ los valores de (ST) se obtienen a partir de los de (ppa) siguiendo las tablas nº2 a 12 para una capacidad de campo (CC) antes determinada para la estación, formación superficial y vegetal considerada. Los valores de la 1ª fila y columna son los de la (ppa) y el resto de filas y columnas centrales los valores de (ST) que le corresponden. A cada (ppa) de un mes con pérdida potencial de humedad $(P-ETP)_m < 0$ le corresponde para una (CC) dada, un valor de (ST) en la tabla.

Es importante tener en cuenta la siguiente consideración:

b.1. Observar el último mes en que $(P-ETP)_m > 0$:

- si $(ST) > \text{ó igual que } (CC)$, entonces $ST = CC$.

En este caso se continua con el cálculo del resto de los meses tal como se ha explicado en el apartado 2.2.4b, hasta alcanzar el periodo en que $(P-ETP)_m > 0$ y se sigue el procedimiento indicado en 2.2.4a, sólo que ahora ya se conoce el valor de ST_{m-1} .

- si $(ST) < (CC)$, se considera la hipótesis siguiente:

Se busca en las tablas nº4 a 14 (según su CC) el valor de (ppa) que le corresponde al de esta (ST) (en el centro de la tabla). Este valor de (ppa) se substituye en el balance para dicho mes (anteriormente era 0), y se calculan para los meses siguiente los nuevos (ppa) y los valores de (ST) que le corresponden, hasta llegar de nuevo al mes en que se inició la hipótesis.

Así se realizan sucesivos ciclos hasta que:

- se alcanza en dicho mes $ST \Rightarrow CC$
- ST del primer mes de la hipótesis en el último ciclo realizado es igual al de el ciclo anterior

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

En estos casos el ciclo queda cerrado y los valores del balance para (ppa) y (ST) son los obtenidos en el último ciclo.

Ejemplo:

CC = 200 mm

- (1) Se inicia el cálculo rellenando la ppa del primer mes seco, es decir, aquel en el que (P-ETP) < 0, en nuestro ejemplo Febrero.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	0	-19 ₍₁₎	-49	-132	-207	-252	-259	0	0	0	0	0
ST												

- (2) se rellena la ppa hasta el último mes seco (en nuestro caso Julio) según la fórmula $ppa_m = ppa_{m-1} + (P-ETP)_m$,

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	0	-19	-49	-132	-207	-252	-259 ₍₂₎	0	0	0	0	0
ST												

- (3) Se inicia el cálculo de ST por el último mes en que (P-ETP) < 0 (mes de Julio), buscando el valor que le corresponde a ST en la tablas, para un ppa de 259 (buscar en la tabla correspondiente a **RETENCION DEL AGUA DEL SUELO – 200 mm, tabla nº8**, ya que **CC es igual a 200 mm**).

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	0	-19	-49	-132	-207	-252	-259	0	0	0	0	0
ST							54 ₍₃₎					

- (4) Se llega en ST al último mes en que (P-ETP)>0 que es ST=135, según la fórmula $ST_m = ST_{m-1} + (P-ETP)_m$

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	0	-19	-49	-132	-207	-252	-259	0	0	0	0	0
ST	135 ₍₄₎						54	68	82	93	104	127

- (5) En el ejemplo no alcanza la capacidad de campo, y se procede entonces a la hipótesis, considerando sustituyendo el (ppa) de ese mes por el valor que le corresponde a una ST = 135 que es ppa = 78. Este valor se ha buscados en la tabla **RETENCION DEL AGUA DEL SUELO – 200 mm, tabla nº8**, en la primera columna los valores de decenas y centenas, y en la primera fila los valores de unidades.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-78 ⁽⁵⁾											
ST												

(6) Se procede a continuación a rellenar los valores de ppa, según la fórmula $ppa_m = ppa_{m-1} + (P-ETP)_m$, hasta el último mes en que $P - ETP < 0$

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
Ppa	-78	-97	-127	-210	-285	-330	-337 ⁽⁶⁾					
ST												

(7) Para es mes, Julio, al igual que se hizo en la vuelta anterior, se busca que valor le corresponde de ST a una ppa de 337 (ver punto (3)), que en este caso es 36.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-78	-97	-127	-210	-285	-330	-337	0	0	0	0	0
ST							36 ⁽⁷⁾					

(8) (Se procede a continuación a rellenar los valores de ST según la fórmula $ST_m = ST_{m-1} + (P-ETP)_m$, tal como se hizo en el punto (4), hasta llegar a un valor de ST para Enero, ultimo mes con $P - ETP > 0$, de 117.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-78	-97	-127	-210	-285	-330	-337	0	0	0	0	0
ST	117 ⁽⁸⁾						36	50	64	75	86	109

(9) como la ST para éste mes sigue sin alcanzar la capacidad de campo ni se repite el valor de ST para ese mes con respecto al ciclo anterior, que era 135, se continua el ciclo, buscando el valor de (ppa) eb la tabla que le corresponde a ST=117, tal como se hizo en el punto (5), que para este caso es ppa = 110.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-110 ⁽⁹⁾											
ST	117											

(10) Se rellenan los valores de ppa, igual que se hizo en (6) hasta llegar al último mes en que $P - ETP < 0$.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-110	-119	-149	-232	-307	-352	-359₍₁₀₎	0	0	0	0	0
ST												

(11) Se procede al igual que en el punto (8).

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-110	-119	-149	-232	-307	-352	-359	0	0	0	0	0
ST	113₍₁₁₎						32	46	60	71	82	105

(12) No se alcanza la Capacidad de Campo ni se repite el valor de ST para ese mes con respecto al ciclo anterior que era 117. El valor de ppa, para ese último mes húmedo, que le corresponde a un ST=113, es ppa = 113 (ver tabla). Por lo que se repite de nuevo el ciclo, tal como se ha explicado en los pasos (5), (6), (7) y (8), alcanzándose ahora el valor de ST=111 para el último mes en que $P - ETP > 0$.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-113	-132	-162	-245	-320	-365	-372	0	0	0	0	0
ST	111₍₁₂₎						30	44	58	69	80	103

(13) No se alcanza la una vez más la Capacidad de Campo, ni se repite el valor de ST para ese mes con respecto al ciclo anterior que era 113. El valor de ppa, para ese último mes húmedo, que le corresponde a un ST=111, es ppa = 116 (ver tabla). Por lo que se repite de nuevo el ciclo, tal como se ha explicado en los pasos (5), (6), (7) y (8), alcanzándose ahora el valor de ST=111 para el último mes en que $P - ETP > 0$.

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-116	-135	-165	-248	-323	-368	-375	0	0	0	0	0
ST	111₍₁₃₎						30	44	58	69	80	103

(14) No se alcanza la una vez más la Capacidad de Campo, pero esta vez si se repite el valor de ST para ese mes con respecto al ciclo anterior que era 111. Al repetirse dos veces consecutivas el mismo valor de ST para el último mes en que $(P - ETP) > 0$ el ciclo se considera cerrado. Los valores definitivos de ST serán:

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

	E	F	M	A	M	J	JL	A	S	O	N	D
P-ETP	8	-19	-30	-83	-75	-45	-7	14	14	11	11	23
ppa	-114	-133	-163	-246	-321	-366	-373	0	0	0	0	0
ST	111	102	88	58	39	31	30	44	58	69	80	103

Que han sido buscados en en la tabla **RETENCION DEL AGUA DEL SUELO – 200 mm, tabla nº8**, para cada valor de ppa en los meses de Febrero a Julio.

5. Cálculo de cambios de la humedad almacenada en el suelo (ΔST).

$$\Delta ST = ST_m - ST_{m-1}$$

6. Cálculo de la evapotranspiración real (ETR_m)

a) si $P_m > ETP_m$ entonces $ETR_m = ETP_m$

b) si $P_m < ETP_m$ entonces $ETR_m = P_m + |\Delta ST|$

7. Cálculo del déficit de humedad (Dh_m).

$$Dh_m = ETR_m - ETP_m$$

8. Cálculo del exceso de humedad o excedente (Eh_m).

Sólo cuando $(P_m - ETP_m) > 0$ y si $(ST_m) = (CC)$, entonces $Eh_m = P_m - (ETR_m + \Delta ST)$

9. Cálculo de la escorrentía de agua (R).

Sólo existirá escorrentía en aquellos meses en que $(P - ETP) > 0$ y se cumpla que la ST ha alcanzado la capacidad de campo. Cuando estas dos condiciones se cumplan $R_m = Eh_m$. Para el primer mes que se alcance la Capacidad de Campo, y por lo tanto exista escorrentía, esta se calculará (solo para este primer mes):

$$R_m = P_m - (ETR_m + \Delta ST)$$

Si existe sobrante en todos los meses será necesario realizar un ciclo para que los datos se retroalimenten. El ciclo se terminara cuando se vuelvan a repetir los valores.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

10. Cálculo de la detención de humedad

Es la totalidad del agua existente en el suelo que permanece en superficie. Su valor medio para todo el año sería equivalente al agua existente en el subsuelo.

$$DT_m = ST_m + Eh_m + R_m - R_{m-1}$$

11. Representación gráfica

Para la representación gráfica se sitúan en el eje de las (x) los meses del año, y en el de las (y) el volumen en milímetros. Se sitúan para cada uno de los meses del año la pluviometría (P), evapotranspiración real (ETR) y la evapotranspiración potencial (ETP) (Fig. 1).

Estas tres representaciones marcan entre sí tres tipos de áreas:

- a) la existente entre la (P) arriba y la (ETP) abajo que constituye el excedente hídrico (Eh). Este área en los meses en que (Eh) = 0 constituye el área de recarga de humedad edáfica
- b) el área demarcada entre (ETP) arriba y (ETP) abajo que es el déficit hídrico (Dh).
- c) el área que se halla entre (ETR) arriba y (P) abajo

II. PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO, ELABORACIÓN Y COMENTARIO DEL BALANCE BIOCLIMÁTICO DE MONTERO DE BURGOS Y GONZÁLEZ REBOLLAR (1973)

Estos diagramas se basan en la siguiente hipótesis de partida:

"la actividad vegetativa máxima que puede proporcionar un clima se mide, aproximadamente, por el área comprendida entre la curva de temperaturas medias mensuales y la recta correspondiente a $T = 7,5^{\circ}\text{C}$ ",

ya que se supone que la actividad vegetativa a temperaturas menores que $7,5^{\circ}\text{C}$ es nula o suficientemente pequeña que en una primera aproximación puede ser desestimada.

Se basa en los siguientes hechos experimentales:

- La **actividad vegetativa** de las plantas tiene, como marco general dos etapas anuales, separadas por sendas de paralización, una de seca y otra fría.
- A toda especie se le puede asignar una determinada temperatura a partir de la cual comienza su actividad vegetativa.
- A toda especie se le puede asignar del mismo modo, una temperatura concreta a partir de la cual se desarrolla óptimamente su actividad.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

La **Intensidad Bioclimática Potencial (IBP)** se basa en la hipótesis de que la actividad vegetativa de las plantas, en su mayoría se inicia alrededor de los 6°C, y alcanza su máximo estable hasta morir si la temperatura ambiente sigue aumentando a partir de sus límites vegetativos.

Existe un grado de proporcionalidad entre la velocidad de crecimiento y el incremento que, sobre los 7,5°C, supone la temperatura de cada planta, de modo que la actividad vegetativa es proporcional al área comprendida entre la curva de temperaturas la recta de 7,5°C, dentro de un periodo anual de modo que a este área se le conoce como **Intensidad Bioclimática Potencial IBP**.

El crecimiento de una especie con pleno aprovechamiento de suelo sin limitaciones de humedad ni de otros factores será proporcional a la **IBP cálida** de cada año, que será la actividad vegetativa máxima posible en un clima determinado.

La **Intensidad Bioclimática Real (IBR)** se corresponde con la actividad vegetativa real en un clima, determinando la evapotranspiración y los procesos edáficos. La **Temperatura Básica de IBR (T_{IBR})** es pues la temperatura bioclimática que define ese clima, y por lo tanto la de las especies que se encuentran en el sector donde se desarrolla con dicho clima, en la cual alcanzan su máximo vegetativo.

Si existe período de sequía con paralización vegetativa, este recibe el nombre de **Intensidad Bioclimática Seca (IBS)**, y hasta que se recupera la actividad vegetativa normal, está condicionada durante un periodo que recibe el nombre de **Intensidad Bioclimática Condicionada (IBC)**, que da paso al periodo de vegetativo normal o **Intensidad Bioclimática Libre (IBL)**.

Estos diagramas representan en abscisas los meses del año y en ordenadas muestran una doble entrada, de un lado la temperatura en grados Celsius, y por otro la intensidad bioclimática en **Unidades Bioclimáticas (ubc)**. La equivalencia queda definida 1 ubc/mes = 5°C, situándose la ordenada origen en 0 ubc/mes=7,5°C. Las intensidades bioclimáticas (**Potencial, Real, Fría o Condicionada**), quedan representadas en el área existente entre la curva de temperaturas y la recta T°C=7,5, excepto en la **Intensidad Bioclimática Seca (IBS)**, que al tomar valores negativos para valores de T positivos, queda por debajo de la recta.

1. Cálculo de las variables del balance bioclimático

- (1) cálculo de la **precipitación útil (p)** (*columna 1*). Es el resultado de ponderar la precipitación mensual con la escorrentía de ese mes. Para ello hacemos uso de la escorrentía mensual aportada por el Balance Hídrico.

$$p = Ce * P \quad \text{de tal manera que:} \quad Ce = 1 - (R\%/100).$$

- (2) **Temperatura media mensual (T)** (*columna 2*): se utilizan para cada mes las mismas temperaturas que las empleadas en el balance hídrico.
- (3) **Evapotranspiración Potencial (ETP)** (*columna 3*): se utilizan para cada mes las ETP calculadas en el balance hídrico.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

- (4) **Evapotranspiración residual (e)** (columna 4), es una ETP a savia parada, con lo que se puede hacer una aproximación al auténtico balance bioclimático en caso de paralización de la actividad vegetativa por sequía. En esta situación las defensas fisiológicas de las plantas impiden pérdidas normales de agua. Según se ha demostrado empíricamente es 1/5 de la (ETP)
- (5) **El agua disponible (D)** (columna 11) se calcula sumando la precipitación (p) de ese mes, con el agua sobrante del mes anterior (S_{n-1}).

$$D_m = p_m + S_{m-1}$$

En el caso de empezar el cálculo de la tabla, se considera que dicho sobrante es 0. En la primera tabla, en el mes de Enero, se considera que el sobrante del mes anterior es cero, tomándose el valor (S) de Diciembre de la primera tabla para el agua disponible del mes de Enero de la segunda tabla.

- (6) **El sobrante de humedad (S)**. Cuando S sea mayor que la **Capacidad de Campo**, en la columna de S (columna 12) se anota el resultado correspondiente:

$$S_m = D_m - ETP_m$$

es decir el sobrante del mes (m) será igual al agua disponible ese mes (D_m), menos la evapotranspiración potencial de dicho mes (ETP_m),

Pero a la hora de calcular (D_{m+1}) en el mes siguiente, será :

$$D_{m+1} = p_{m+1} + S_m$$

Si (S) da negativo ver el punto siguiente.

(7) PERIODO DE SEQUIA.

Si (S) da negativo, en su columna se anota un cero o un guión. Observar que:

- a) si $D_m > e_m$ entonces la D_{m+1} del mes siguiente se considerará que
- $$S_m = 0$$

- b) si $D_m \leq e_m$ entonces se pasa a la (columna 5) y en el mes en que se da esta condición se anota el resultado de:

$$s_m = e_m - D_m$$

Los resultados de (s) se acumularán en la (columna 6) Σs con los resultados de meses anteriores si los hubiera.

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

En el mes en que (s_m) se haga negativo, o sea $D_m > e_m$, se pasa a (columna 7) y se comienza con la **COMPENSACION**.

(8) PERIODO DE COMPENSACIÓN

En el mes de sequía que se cumpla que $D_m > e_m$ se pasa a la (columna 7) $c_m = D_m - e_m$ y en la (columna 8) se hace la acumulación del superavit:

$$c_m = D_m - e_m$$

hasta compensar los déficits acumulados anteriores s en un mes dado (m). En el mes que se produce es en el que se culmina la compensación, y se pasa, en ese mismo mes al cierre de la compensación (Q).

(9) En dicho mes (m) en el que la compensación se produzca, en la (columna 9) (Q):

$$Q = \sum c_m = \text{superavit} = \text{sobrante disponible}$$

En la (columna 10), en el mes (m), (x) viene dado por:

$$x_m = Q / (D_m - e_m)$$

que es el periodo de actividad vegetativa sin condicionamiento de sequía, que supone el (%) del mes (m) en el que no hay que compensar ya la sequía y entonces $IBR = IBL$, es decir, la actividad vegetativa ya no esta condicionada.

El sobrante en ese mes (m) de la compensación se calculará por:

$$S_m = (D_m - ETP_m) Q / (D_m - e_m)$$

Este S_m se convierte en el sobrante que se suma a P_{m+1} para dar D_{m+1} en el mes siguiente (m+1), continuando con las operaciones tal como se indica en el punto 5. Si excepcionalmente $S_m < 0$ entonces $S_m = 0$.

Cálculo de los índices bioclimáticos

Columna 13 y 14

Se realiza para cada mes la operación con la que se identifican las columnas:

$$ETP_m - e_m \quad \text{y} \quad D_m - e_m$$

Columna 15(Cd):

En esta columna se calcula el coeficiente de disponibilidad hídrica que resulta del cociente de las dos anteriores columnas:

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

$$Cd_m = (D_m - e_m) / (ETP_m - e_m)$$

Columna 16

Se realiza el cálculo que encabeza la columna ($T_m - 7,5$)

Columna 17 (B)

Se calcula aquí la **intensidad bioclimática potencial (IBP)** de tal manera que:

$$IBP_m = (T_m - 7,5) / 5$$

Columna 18 (b)

Se obtiene la **intensidad bioclimática real (IBR)**:

$$IBR_m = B_m * Cd_m$$

Si excepcionalmente $IBR > IBP$ entonces hacer $IBR = IBP$

Cuando la (b) se halle en **sequía** (*paralización vegetativa por causas hídricas*) incorporará el signo negativo, al igual que en periodo de paralización por **heladas** (*paralización vegetativa por causas térmicas*), durante el cual la B también es negativa.

Columna 20 (bl)

Se calcula antes que la 19 aunque su orden lógico es el que figura. Solo existe cuando los valores de (b) son positivos y $bc = 0$; su valor es equivalente al de (b) excepto en el mes en que la columna (x) tiene valor, el mes de compensación, en el que:

$$bl_m = x_m * b_m$$

Columna 19 (bc)

Representa la **intensidad bioclimática condicionada (IBC)** que aparece a partir de que los valores de (b) en la sequía o de helada se vuelven positivos, tomando a partir de entonces los mismos valores de (b) hasta la compensación. Sólo se da en período de sequía y en el de heladas. En el mes de compensación:

$$bc_m = b_m - bl_m$$

2. Elaboración del diagrama del balance bioclimático

El diagrama tiene en el eje horizontal los meses y en el vertical la unidades bioclimáticas, que son los valores que aparecen en las columnas (B), (b), (bc) y (bl), trazando una horizontal para $ubc=0$ por debajo de la cual aparece la paralización vegetativa por condicionamiento térmico e hídrico (periodo de IBS y IBF)

En la gráfica se representan los valores de (B) y (b)

Anexo 1. Procedimiento de cálculo, elaboración y comentario del balance hídrico de Thornthwaite-Matter (1955) y balance bioclimático de Montero de Burgos y González-Rebollar (1974) para el estudio de la ecodinámica

- El área comprendida entre (B) positiva y $u_{bc} = 0$ representa la IBP y se colorea de verde claro.
- El área comprendida entre (b) positiva y $u_{bc} = 0$ representa la IBR y se colorea de verde oscuro. Se sobremonta a la IBP. Los meses en los que (b) tiene valor representa la IBC y se colorean en amarillo sobre el color verde de (b).
- El área comprendida entre (b) negativa y $u_{bc} = 0$ tiene dos posibilidades:
 - a) si (b) y (B) son negativos a la vez se trata de la IBF y se colorea de azul oscuro
 - b) si (b) es negativo y (B) es positivo se trata de la IBS, y se colorea de rojo.

Anexo 2: Script R "Diferencia entre litología por microcuenca"

```
---
title: "Diferencia entre litologia"
output:
  html_notebook: default
  pdf_document: default
---

```{r echo=F, message=FALSE, warning=FALSE, results='hide'}
library(googleheets)
library(data.table)
library(ggplot2)
library(reshape2)
library(fitdistrplus)
library(factoextra)

LimiteOutlier <- function(vector.valores, umbral="superior"){
 quantiles <- quantile(vector.valores, c(0.25, 0.75))
 intervalo <- abs(quantiles[1] - quantiles[2]) * 1.5
 if(umbral == "superior"){
 return(quantiles[2] + intervalo)
 } else if(umbral == "inferior"){
 return(quantiles[1] - intervalo)
 } else {
 stop("Necesitas definir que umbral necesitas")
 }
}

```

# Nuevas Cuencas

```

```{r echo=FALSE, message=FALSE, warning=FALSE, results='hide'}
gs.object.new <- gs_title("cuencas_analisis2")
geo.data.new <- gs_read(gs.object.new, ws = "CUENCAS_1800")
setDT(geo.data.new)
geo.data.new.melted <- melt(geo.data.new, id.vars = c("LITOLOGIA"))

```{r}
geo.data.new[, out.sup := LimiteOutlier(DD, "superior"), LITOLOGIA]
geo.data.new[, out.inf := LimiteOutlier(DD, "inferior"), LITOLOGIA]
geo.data.new <- geo.data.new[between(DD, out.inf, out.sup)]

Medias nuevas cuencas
```{r Media por cuenca, echo=FALSE}
geo.data.new[, lapply(.SD, mean), LITOLOGIA]
```

Anexo 2: Script R “Diferencia entre litología por microcuenca”

```
##      LITOLOGIA  LONGITUD   AREA_HA      DD      RANGE  out.sup  out.inf
## 1:      DT  498.6468  6.863636  69.83000  75.77273  163.8700 -17.25000
## 2:      AY 2879.4150 43.420240 55.25632 171.04000  126.7888 -13.50125
## 3:      FY 1374.1740 17.913840 63.96442  69.49920  139.8050 -11.83500
## 4:      HYP 659.7664 10.601165 58.90612 102.18447  149.8450 -38.73500
## 5:      FS  612.9250  9.144123 59.61090  72.20477  143.2650 -24.13500
## 6:      TLL 3582.1220 46.773784 62.79973 125.81081  139.7100 -12.21000
## 7:      FSI 2051.3098 20.344107 73.06946 103.01786  185.8038 -44.76625
## 8:      FI  340.2633  5.192000 59.25800  79.00000  119.4125  -4.92750
## 9:      FT 1614.0756 19.041944 90.90861 117.13889  220.4413 -50.78875

## Desviación nuevas cuencas

```{r echo=FALSE}
geo.data.new[, lapply(.SD, sd), LITOLOGIA]
```

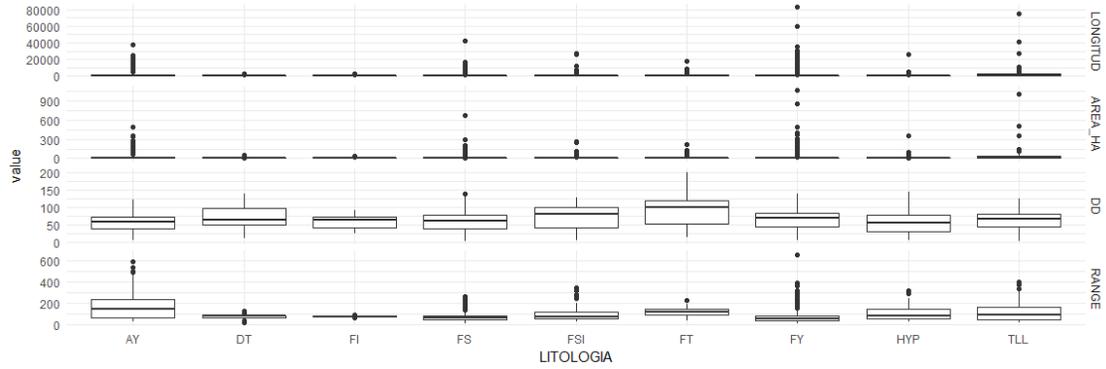
##      LITOLOGIA  LONGITUD   AREA_HA      DD      RANGE  out.sup  out.inf
## 1:      DT   731.2120  11.537885  37.61225  24.972236      0      0
## 2:      AY 5919.4230  83.877292  25.99893 126.326599      0      0
## 3:      FY 5427.4544  71.745674  27.37061  57.093999      0      0
## 4:      HYP 2645.3283  37.335281  34.71941  57.738210      0      0
## 5:      FS 2201.3022  34.245631  29.83359  36.424157      0      0
## 6:      TLL 10545.8083 137.912652  27.31112  96.603082      0      0
## 7:      FSI 5454.3400  52.543273  36.06668  72.912773      0      0

```{r}
geo.data.new[, out.sup := NULL]
geo.data.new[, out.inf := NULL]
geo.data.new.melted <- melt(geo.data.new, id.vars = c("LITOLOGIA"))
```

### Boxplot nuevas cuencas

```{r echo=F, fig.width=12}
ggplot(geo.data.new.melted, aes(x = LITOLOGIA, y = value)) +
 geom_boxplot() +
 facet_grid(variable~., scales = "free") +
 theme_minimal()
```
```

Anexo 2: Script R “Diferencia entre litología por microcuenca”



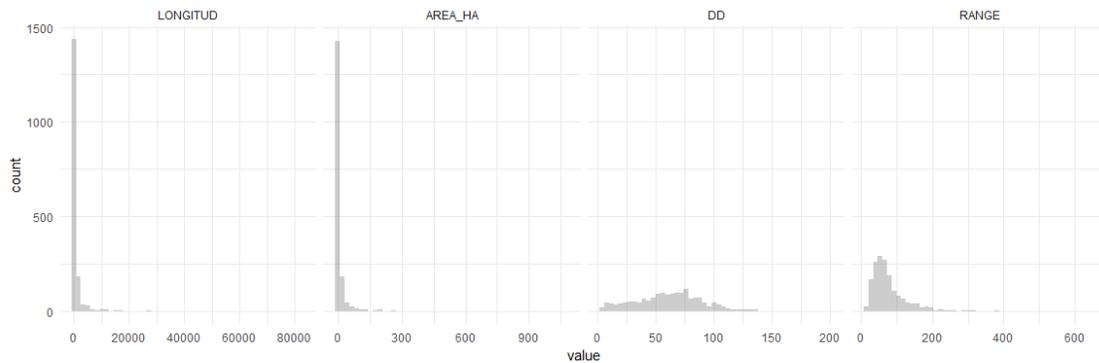
Histogramas

```

```{r echo=F, fig.width=12}
ggplot(geo.data.new.melted, aes(value)) +
 geom_histogram(alpha = 0.3, bins = 50) +
 facet_grid(. ~ variable, scales = "free") +
 theme_minimal() +
 theme(legend.position = "none")
```

```

```

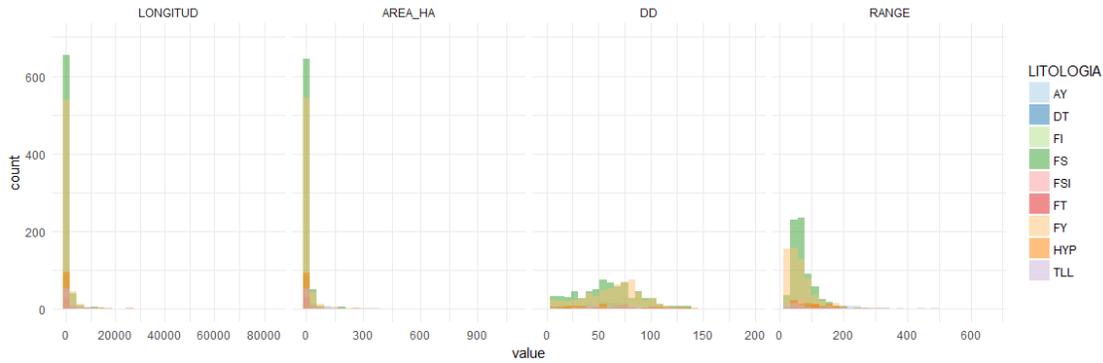


```

```{r echo=F, fig.width=12}
ggplot(geo.data.new.melted, aes(value, fill = LITOLOGIA)) +
  geom_histogram(position = "identity", alpha = 0.5, bins = 30) +
  facet_grid(. ~ variable, scales = "free") +
  coord_cartesian(ylim=c(0, 700)) +
  scale_fill_brewer(palette = "Paired") +
  theme_minimal()
```

```

## Anexo 2: Script R “Diferencia entre litología por microcuencia”



```
```
```

```
## ANOVA nuevas cuencas
```

```
```{r echo=F}
```

```
geo.data.new.aov <- aov(DD ~ LITOLOGIA, data = geo.data.new)
```

```
summary(geo.data.new.aov)
```

```
```
```

```
##           Df Sum Sq Mean Sq F value    Pr(>F)
## LITOLOGIA     8   51583     6448   7.415 9.42e-10 ***
## Residuals  1760 1530487      870
```

```
## ---
```

```
## Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1
```

```
## TUKEY nuevas cuencas
```

```
```{r echo=F}
```

```
options(scipen = 999)
```

```
geo.data.new.tukey <- TukeyHSD(geo.data.new.aov)
```

```
geo.new.comparaciones <- geo.data.new.tukey$LITOLOGIA
```

```
geo.new.comparaciones <- as.data.table(geo.new.comparaciones,keep.rownames = TRUE)
```

```
geo.new.comparaciones
```

```
```
```

```
##           rn      diff      lwr      upr      p adj
## 1:  DT-AY 14.5736800 -6.6001210 35.747481 0.447806963602226
## 2:  FI-AY  4.0016800 -21.0230781 29.026438 0.999906095280690
## 3:  FS-AY  4.3545776 -4.5257450 13.234900 0.844949534417347
## 4:  FSI-AY 17.8131443  3.0867382 32.539550 0.005560264133117
## 5:  FT-AY 35.6522911 18.3296867 52.974895 0.000000007537078
## 6:  FY-AY  8.7080960 -0.2649960 17.681188 0.065234832010172
## 7:  HYP-AY  3.6497965 -8.5373017 15.836895 0.991273092469014
## 8:  TLL-AY  7.5434097 -5.8892551 20.976075 0.718991573827131
## 9:  FI-DT -10.5720000 -41.2375245 20.093525 0.978295388423084
```

Anexo 2: Script R “Diferencia entre litología por microcuenca”

```
## 10: FS-DT -10.2191024 -30.0432293 9.605025 0.804567357824225
## 11: FSI-DT 3.2394643 -19.8040362 26.282965 0.999964946548696
## 12: FT-DT 21.0786111 -3.7046191 45.861841 0.170330352500950
## 13: FY-DT -5.8655840 -25.7314406 14.000273 0.992062739066984
## 14: HYP-DT -10.9238835 -32.4334451 10.585678 0.817340330620307
## 15: TLL-DT -7.0302703 -29.2692532 15.208713 0.987533434605056
## 16: FS-FI 0.3528976 -23.5407141 24.246509 0.999999999999513
## 17: FSI-FI 13.8114643 -12.8139293 40.436858 0.799002491662496
## 18: FT-FI 31.6506111 3.5060349 59.795187 0.014433974894008
## 19: FY-FI 4.7064160 -19.2218294 28.634661 0.999555475342046
## 20: HYP-FI -0.3518835 -25.6613661 24.957599 0.999999999999793
## 21: TLL-FI 3.5417297 -22.3905095 29.473969 0.999971939574882
## 22: FSI-FS 13.4585667 0.7489955 26.168138 0.028446627937255
## 23: FT-FS 31.2977135 15.6535841 46.941843 0.000000023247313
## 24: FY-FS 4.3535184 -0.6647027 9.371739 0.150461589148416
## 25: HYP-FS -0.7047811 -10.3583568 8.948795 0.999999792342143
## 26: TLL-FS 3.1888321 -7.9960973 14.373762 0.993731511261251
## 27: FT-FSI 17.8391468 -1.7247406 37.403034 0.106889278218156
## 28: FY-FSI -9.1050483 -21.8796109 3.669514 0.397141064946032
## 29: HYP-FSI -14.1633478 -29.3685585 1.041863 0.091061260879276
## 30: TLL-FSI -10.2697346 -26.4903866 5.950918 0.567327615775048
## 31: FY-FT -26.9441951 -42.6411705 -11.247220 0.000003928051577
## 32: HYP-FT -32.0024946 -49.7339361 -14.271053 0.000000861998523
## 33: TLL-FT -28.1088814 -46.7184257 -9.499337 0.000101893121968
## 34: HYP-FY -5.0582995 -14.7972817 4.680683 0.797871395665147
## 35: TLL-FY -1.1646863 -12.4234116 10.094039 0.999996765133580
## 36: TLL-HYP 3.8936132 -10.0623131 17.849540 0.994590646451218
## rn diff lwr upr p adj
```

```
```{r echo=F}
```

```
geo.new.comparaciones[`p adj` < 0.05]
```

```
rn diff lwr upr p adj
1: FSI-AY 17.81314 3.0867382 32.539550 0.005560264133117
2: FT-AY 35.65229 18.3296867 52.974895 0.000000007537078
3: FT-FI 31.65061 3.5060349 59.795187 0.014433974894008
4: FSI-FS 13.45857 0.7489955 26.168138 0.028446627937255
5: FT-FS 31.29771 15.6535841 46.941843 0.000000023247313
6: FY-FT -26.94420 -42.6411705 -11.247220 0.000003928051577
7: HYP-FT -32.00249 -49.7339361 -14.271053 0.000000861998523
8: TLL-FT -28.10888 -46.7184257 -9.499337 0.000101893121968
```





Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P3



-P3 y 1w

Hoja de descripción del perfil

Localidad: Santo Domingo Yanhuallón

Fecha: <u>20-04-2015</u>	UTM x: <u>183537</u>	Mapa No.:	clima:	uso del suelo/vegetación:	posición en el relieve:	pasaje:
Autor:	UTM y: <u>1135444</u>	m.s.n.m. <u>2159</u>	época seca: °C	agrícola (Parcela de cultivo)	Planteo: <u>abaxial</u>	Fluente
estado del tiempo:	precipitación (mm):	Frecuencia y duración de periodos húmedos:			inclinación: °	material parental: <u>aluvión</u>
		F. b.	D.	DAC:	Exposición: <u>En forma de la ladera.</u>	
					Erosión: <u>material fino se forma en estratos</u>	

Prof. (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	Sales C.E. 1:2.5 (mMolcm)	m.o. Gew.-%	CaCO <sub>3</sub> (%)	humedad	pF	estructura tipo	tamaño	grado	Estab. agreg.	Poros cantidad	tamaño	d.s. g/cm <sup>3</sup>	dens. raíces	orite	horizonte
0-30 cm	OR	Q	5YR 3/4				Medio K <sub>2</sub> sílice	Fresco	3	subang. mediana	mediana	moderada	Baja	porosidad pobre	1-2 mm	1.0			RP
30-60 cm	RL	Q	5YR 3/4				Medio K <sub>2</sub> sílice	Fresco	3	Med. mediana	mediana	Fuerte	Alta	Med. mediana	1-2 mm	1.4	Q		RU
60-85 cm	RL	Q	5YR 3/5				Med. mediana	Fresco	3	Med. mediana	mediana	Fuerte	Alta	Med. mediana	1-2 mm	1.4	Q		IAHW
85-100 cm	RL	Q	5YR 3/5				Med. mediana	Fresco	3	Med. mediana	mediana	Fuerte	Alta	Med. mediana	1-2 mm	1.4	Q		IAHW

Prof. De desarrollo cm: \_\_\_\_\_ Espacio princ. Raíces: a cm

Max. Prof. Raíces: \_\_\_\_\_ nivel piezométrico actual: desc. \_\_\_\_\_ nivel piezométrico medio: \_\_\_\_\_

Clasificación (WRB): \_\_\_\_\_

espesor dn	penetrabilidad raíces	Volumen total de poros		CA		CC		conductividad hidráulica		CC		BI		Humus kg/m <sup>2</sup>	N <sub>i</sub> kg/m <sup>2</sup>	N <sub>ds</sub> g/m <sup>2</sup>	P <sub>mo</sub> g/m <sup>2</sup>
		Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol (%)	lm <sup>2</sup>	Vol %	lm <sup>2</sup>	cm/d	evaluación	cmolc/kg	evaluación				

profundidad fisiológica (cm): \_\_\_\_\_ suma DCC: \_\_\_\_\_ drenaje natural: \_\_\_\_\_ Suma BI: \_\_\_\_\_ Suma Humus: \_\_\_\_\_ Suma N<sub>i</sub>: \_\_\_\_\_ Suma P<sub>mo</sub>: \_\_\_\_\_

espacio radicular efectivo (cm): \_\_\_\_\_ evaluación: \_\_\_\_\_ erosionabilidad (Ah): \_\_\_\_\_ Evaluación: \_\_\_\_\_

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P4



P4

Hoja de descripción del perfil

Localidad: PAROSUELOS YANAPILAN

Fecha: <u>21-04-2015</u>		UTM x: <u>1670269</u>	Mapa No:	clima: <u>templado</u>	uso del suelo/vegetación: <u>Agropecuario</u>	posición en el relieve: <u>terrazas</u>	pesaje: <u>superficie</u>
Autor: <u>UTM y 1738527</u>		m. s. n. m: <u>2148</u>	época seca: <u>3</u>	°C día: <u>°C</u>	inclinación: <u>30-45°</u>	complejidad: <u>ladera</u>	material parental: <u>sedimentos volcánicos</u>
estado del tiempo: <u>SOLEADO</u>		precipitación (mm):	Frecuencia y duración de periodos húmedos		Exposición: <u>Este</u>		forma de la ladera:
			F	D	Erosión:		

Prof. (cm)	Textura	Pedregajos (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl)	Sales C E 12.5 (milíon)	m.o. Org.-%	CaCO3 (%)	humedad	pH	estructura tipo	tamaño	grado	agreg	Poros		dens. reales	límite	horizonte
														cantidad	tipo			
0-20	C	1%	7.5YR 4/3	7	—	—	alta 10-25	3	estru	grana	buena	alta	media	1.2	1.8	—	—	—
20-50	C	3%	7.5YR 4/3	—	—	—	alta 10-25	3	estru	grana	buena	alta	media	1.2	1.8	—	—	—
50-70	C	1%	5.5YR 4/3	—	—	—	alta 10-25	3	estru	grana	buena	alta	media	1.2	1.8	—	—	—

prof. De desarrollo cm: \_\_\_\_\_ Espacio princ. Raíces: \_\_\_\_\_ a \_\_\_\_\_ cm

max. Prof. Raíces: \_\_\_\_\_ nivel piezométrico actual: desc. \_\_\_\_\_

Clasificación WRB: \_\_\_\_\_ tipo de humus: \_\_\_\_\_

espesor (cm)	penetrabilidad raíces	Volumen total de poros		CA Vol-%	evaluación	ACC		CC		conductividad hidráulica		CIC		Evaluación	B1	Humus kg/m2	Nt kg/m2	Nds g/m2	Pmo g/m2
		Vol-%	evaluación			Vol (%)	Lim2	Vol %	lim2	cm2	evaluación	cm2/kg	Evaluación						
profundidad fisiológica (cm)						suma (CC)		suma (CC)		drainaje natural				Suma B1	Suma Humus	Suma N t	Suma N ds	Suma Pmo	
espacio radicular efectivo (cm)						evaluación		evaluación		erosionabilidad (Ah)				Evaluación	kg/m2	kg/m2	kg/m2	Evaluación	

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 5



PS

Hoja de descripción del perfil

Localidad										posición en el relieve: P.M.O.		paseaje: TERRAZA								
Fecha:	UTM x:	Mapa No.	clima:	uso del suelo/vegetación:	inclinación:	complejidad lateral:	material parental:													
18/04/55	10729/5	2107		cultivos	1-2															
Autor:	UTM y:	m.s.n.m.	época seca:	°C:	diferencia °C:	Exposición: Est. forma de la ladera:														
V. B. P. R.	2107					Erosión: 1-2														
estado del tiempo:										precipitación (mm):		Frecuencia y duración de períodos húmedos:								
										F:	D:	DAC:								
Prof. (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl)	Sales C.E. (CaCl) 1:2.5 (mMol/cm)	m.s. Gew.-%	CaCO <sub>3</sub> (%)	humedad	qf	estructura tipo	tamaño	grado	Estado agreg.	Poros cantidad	Poros tipo	tamaño	d.a. g/cm <sup>3</sup>	dens. raíces	límite	horizonte
0-6	CR	9%	10YR 9/5	5.5	222		4.0	10	10	frías	2-3	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	1.3		10	AB
6-26	CR		10YR 9/5	5.5	222		4.0	10	10	frías	2-3	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	1.3		10	AB
26-35	CR	6%	7.5YR 4/3	5.5	222		4.0	10	10	frías	2-3	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	Mediana	1.4		10	AB

prof. De desarrollo cm: Espacio princ. Raíces: a cm

max. Prof. Raíces: nivel piezométrico actual: base

Clasificación (WRB): nivel piezométrico medio:

Epo de Humus:

Evaluación edafológica		Volumen total de poros		CA Vol-%	evaluación	dCC Vol (%)	CC Vol %	conductividad hidráulica cm/d	evaluación	CIC	BI	Humus kg/m <sup>2</sup>	Ni kg/m <sup>2</sup>	Nds g/m <sup>2</sup>	Pmo g/m <sup>2</sup>
espesor dm	penetrabilidad raíces	Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol (%)	Vol %	cm/d	evaluación	cm/d/kg	evaluación	cm/d/kg	kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>
profundidad fideológica (cm)	espesor radicular efectivo (dm)					suma dCC	suma (CC)	drenaje natural:		Suma BI	Suma Humus	Suma Ni	Suma Nds	Suma Pmo	
						evaluación	evaluación	erosionabilidad (Ah)		Evaluación	kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>	Evaluación

FEDZEN  
- Molico, vertice, calcareo  
oluvetic cambic calcareo PHAEZEN doyc



Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P7



P7

**Hoja de descripción del perfil**

Localidad: <i>Jirón Pichincha</i>												
Fecha: <i>22-06-15</i>	UTM x: <i>18TUE</i>	Mapa No.:	clima:			uso del suelo/vegetación: <i>Sin uso aparente</i>				posición en el relieve: <i>cerca de</i>		pasaje: <i>Cerro de Santa Rosa</i>
Autor:	UTM y: <i>128100</i>	m.s.n.m. <i>2128</i>	época seca:	°C:	delta °C:	Sin uso aparente				inclinación: <i>5°</i>	complejidad lateral:	materiales parentales:
estado de tiempo: <i>húmedo</i>	precipitación (mm): <i>2000</i>	Frecuencia y duración de periodos húmedos			Erosión: <i>moderada</i>				Exposición: <i>Es</i>		forma de la ladera:	
Prof:	Textura:	Pedregosidad (Vol %):	Color (húmedo):	pH (CaCl):	Sales C.E. 12.5 (mS/cm):	m.o. Gew-%:	CaCO3 (%):	humedad:	pF:	estructura tipo:	grado:	Estado:
<i>0-9</i>	<i>RC (limo) (limo)</i>	<i>0</i>	<i>5YR 4/3</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>18.22</i>	<i>11%</i>	<i>3</i>	<i>gruesa</i>	<i>media</i>	<i>grueso</i>
<i>9-70</i>	<i>RC (limo) (limo)</i>	<i>0</i>	<i>5YR 5/6</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>18.22</i>	<i>11%</i>	<i>3</i>	<i>gruesa</i>	<i>media</i>	<i>grueso</i>
<i>70-80</i>	<i>RC (limo) (limo)</i>	<i>0</i>	<i>5YR 4/6</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>	<i>—</i>
prof. De desarrollo cm: <i>—</i>												
Espacio princ. Raíces: <i>—</i> s <i>—</i> cm												
Clasificación (WRB): <i>—</i>												
tipo de humus: <i>—</i>												
espesor dm:	penetrabilidad raíces:	Volumen total de poros Vol-%:	CA Vol-%:	evaluación:	dCC Vol (%):	CC Vol %:	conductividad hidráulica cm/d:	evaluación:	CIC cmo/kg:	evaluación:	BI cmo/cm2:	Humus kg/m2:
												Nit kg/m2:
												Nds kg/m2:
												Pmo kg/m2:
profundidad fisiológica (cm): <i>—</i>												
espacio radicular efectivo (dm): <i>—</i>												
suma dCC: <i>—</i>												
suma (CC): <i>—</i>												
drenaje natural: <i>—</i>												
erosionabilidad (Ab): <i>—</i>												
evaluación: <i>—</i>												
Suma BI: <i>—</i>												
Suma Humus: <i>—</i>												
Suma N: <i>—</i>												
Suma Nds: <i>—</i>												
Suma Pmo: <i>—</i>												
Evaluación: <i>—</i>												

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P8



P8 No se saca DAP

Hoja de descripción del perfil

Localidad:		Fecha:	UTM x:	Mapa No:	clima:	uso del suelo/vegetación:	posición en el relieve:	pasaje:													
		11/11/15	18S05	2769		Medio y alto hum. desahora	pendiente	Carretera, Llanos													
Autor:		UTM y:	m s.n.m:	época seca:	°C:	húmeda:	inclinación:	complejidad:													
		18S05	2769			húmeda	22.50°	material parental:													
estado del tiempo:		precipitación (mm):	Frecuencia y duración de períodos húmedos:			Exposición: Ex forma de laadera:		material parental:													
		1460	F:	D:	DAC:	Erosión:		Aluviales de colado													
Levantamiento en campo:	Prof (cm)	Textura:	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CAC)	Sales C.E. (1.25 mB/cm)	m.o. Gev-%	CaCO3 (%)	humedad	pH	estructura tipo	grado	Estado	Poros cantidad	Poros tipo	Poros tamaño	ca g/cm3	dens raíces	entle	horizonte	
	0-5	2.4 limo	0	2.5R/4				11%	15	7	2.4 PA	Alto	estructura	Alta	Alta	1.5	1.2	1.2	Alta		
	5-17	2.4 limo	2	2.5R/4				11%	15	7	2.4 PA	Alto	estructura	Alta	Alta	1.5	1.2	1.2	Alta		
	17-25	2.4 limo	1	2.5R/4				11%	15	7	2.4 PA	Alto	estructura	Alta	Alta	1.5	1.2	1.2	Alta		
	25-66	2.4 limo	2	2.5R/4				11%	15	7	2.4 PA	Alto	estructura	Alta	Alta	1.5	1.2	1.2	Alta		
	66-100	2.4 limo	2	2.5R/4				11%	15	7	2.4 PA	Alto	estructura	Alta	Alta	1.5	1.2	1.2	Alta		
	prof. De desarrollo cm:		Especio princ. Raíces:		a		cm		Clasificación(WRB):												
	max. Prof. Raíces:		nivel piezométrico actual:		desc:				nivel piezométrico medio:												
	Evaluación edafo-ecológi:	espesor (cm)	permeabilidad raíces	Volumen total de poros VG-%	CA Vol-%	evaluación	sumo dCC	CC Vol %	conductividad hidráulica cm/d	evaluación	CC cm/d	evaluación	CC	evaluación	cm/d	evaluación	Suma B:	Suma Humus kg/m2	Suma N1 kg/m2	Suma N2 kg/m2	Suma Pmo kg/m2
profundidad fisiológica (cm):		sumo dCC		sumo (CC)		drenaje natural:															
espesor radicular efectivo (cm):		evaluación		evaluación		erosionabilidad (A):															

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P9



P9

Hoja de descripción del perfil

Localidad: P9		Fecha: 23/05/14		Mapa No. 2131		Clima: época seca: °C, época húmeda: °C		uso de suelo/vegetación: CULTIVO / TERROZA ABANDONADA		posición en el relieve: terraza media		denivelación: 1000-1200 msnm										
Autor: 13/05/14		UTM X: 2131		UTM Y: 2131		estado del tiempo: precipitación (mm): F, D, DAC		frecuencia y duración de periodos húmedos		Erosión: Ex forma de laadera		Erosión: Ex forma de laadera										
Levantamiento en campo:	Prof (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl2)	Sales C.E (1:2.5 (ml/cm))	m.o. (Dev. %)	CaCO3 (W)	humedad	pH	estructura (tipo, tamaño)	Estado (grado, agreg)	Poros (cantidad, tipo, tamaño)	d.a. (g/cm3)	dens. raíces	límite	horizonte					
	0-4	GR arena	1%	7.5YR 9/6	5.5	---	---	---	---	---	4	Sub-2	Med. 1/16	Med. 1/16	Med. 1/16	1.2	Mmed					
	4-10	GR arena	---	7.5YR 9/6	5.5	---	---	---	---	---	4	---	---	---	---	---	---	Mmed				
	10-30	GR arena	---	7.5YR 9/6	5.5	---	---	---	---	---	3	Angulo	Med. 1/16	Med. 1/16	---	---	---	Bgn				
	30-45	GR arena	---	7.5YR 9/6	5.5	---	---	---	---	---	3	Angulo	Med. 1/16	Med. 1/16	---	---	---	Bgn				
45-70	GR arena	---	7.5YR 9/6	5.5	---	---	---	---	---	3	Angulo	Med. 1/16	Med. 1/16	---	---	---	Bgn					
Prof. De desarrollo cm:		Espacio princ. Raíces:		a		cm		Calificación (VRS):		nivel piezométrico medio:		tipo de humus:										
max. Prof. Raíces:		Espacio princ. Raíces:		a		cm		Calificación (VRS):		nivel piezométrico actual: desc.		tipo de humus:										
Evaluación edafo-ecológica	espesor (cm)	penetrabilidad raíces	Volumen total de poros (Vol %)	evaluación	CA (Vol %)	evaluación	dCC (Vol %)	Lim2	CC (Vol %)	evaluación	conductividad hidráulica (cm/s)	evaluación	OM (g/kg)	evaluación	OM (g/kg)	evaluación	Suma H	Suma Humus (g/m2)	Suma N (g/m2)	Suma P (g/m2)	Suma K (g/m2)	Suma S (g/m2)
	profundidad fisiológica (cm)	espacio radiolar efectivo (cm)	suma dCC	evaluación	suma CC	evaluación	drainaje natural	Suma H	Suma Humus (g/m2)	Suma N	Suma P	Suma K	Suma S	Suma Ca	Suma Mg	Suma Fe	Suma Mn	Suma Zn	Suma Cu	Suma B	Suma Si	Suma Al
	profundidad fisiológica (cm)	espacio radiolar efectivo (cm)	suma dCC	evaluación	suma CC	evaluación	drainaje natural	Suma H	Suma Humus (g/m2)	Suma N	Suma P	Suma K	Suma S	Suma Ca	Suma Mg	Suma Fe	Suma Mn	Suma Zn	Suma Cu	Suma B	Suma Si	Suma Al
	profundidad fisiológica (cm)	espacio radiolar efectivo (cm)	suma dCC	evaluación	suma CC	evaluación	drainaje natural	Suma H	Suma Humus (g/m2)	Suma N	Suma P	Suma K	Suma S	Suma Ca	Suma Mg	Suma Fe	Suma Mn	Suma Zn	Suma Cu	Suma B	Suma Si	Suma Al
	profundidad fisiológica (cm)	espacio radiolar efectivo (cm)	suma dCC	evaluación	suma CC	evaluación	drainaje natural	Suma H	Suma Humus (g/m2)	Suma N	Suma P	Suma K	Suma S	Suma Ca	Suma Mg	Suma Fe	Suma Mn	Suma Zn	Suma Cu	Suma B	Suma Si	Suma Al

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P10



P10

Hoja de descripción del perfil

Fecha		Macha No.		Clima		uso de autorregulación		ubicación en el relieve		paisaje											
DTM y		m.s.n.m.		Apariencia seca		°C		°C		material parental											
estado de tiempo		precipitación (mm)		Frecuencia y duración de períodos húmedos		DAC		Exposición (E, S, O, N)		Erosión											
Prof (cm)	Textura	Pedregalitos (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl2)	Sierra C.E. (1:2.5 millones)	m.s. Grav. %	CaCO3 (%)	humedad	pH	estructura tipo	tamaño	grado	agreg	Estado	Poros cantidad	Poros tipo	tamaño	d.a. g/cm3	dens raíces	límite	horizonte
0-4	arena fina	5% CF	7.5YR/8	5.5			17.2	Fresco	3	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	1.1	Med	Med	Apk
4-10	arena fina	5% CF	7.5YR/8	5.5			17.2	Fresco	3	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	1.3	Med	Med	Abk
10-16	arena fina	5% CF	7.5YR/8	5.5			17.2	Fresco	3	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	1.5	Med	Med	Bsk
16-50	arena fina	5% CF	7.5YR/8	5.5			17.2	Fresco	3	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	1.5	Med	Med	Bsk
50-65	arena fina	5% CF	7.5YR/8	5.5			17.2	Fresco	3	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	Med	1.4	Med	Med	Btk

Levantamiento en campo:

Espacio princ. Raíces		a		cm		Clasificación WRB												
nivel piezométrico actual		desc.		nivel piezométrico medio		tipo de humus												
espesor (cm)	penetrabilidad raíces	Volumen total de poros Vol-%	evaluación	CA Vol-%	evaluación	dCC Val (%)	Ln2	CC Val %	Ln2	conductividad hidráulica cm/s	evaluación	CIC cmol/kg	evaluación	cmol/kg	Suma Bt	Suma Humus	Suma Nt	Suma Pmo
profundidad fisiológica (cm)		suma dCC		suma (CC)		drenaje natural		Suma Bt		Suma Humus		Suma Nt		Suma Pmo				
espacio radicular efectivo (cm)		evaluación		evaluación		erosionabilidad (An)		Suma Bt		Suma Humus		Suma Nt		Suma Pmo				
						evaluación		Evaluación		kg/m2		Evaluación		Evaluación				

caudibol, calcareo, cubrico (pH + 7 hipocalico?)  
 endosiltic  
 escalic



Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL PW3



Localidad		San Pedro Añate - Lago Azul		clima		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		pasaje		clave																
Fecha:		UTM x	UTM y	m.s.n.m	época seca	°C	delta °C	inclinación:		complejo ad ladera:		material parental:																
Autor:		195833		2189	31-11			4°																				
estado del tiempo:		precipitación (mm):		Frecuencia y duración de periodos húmedos:		uso del suelo/vegetación:		Exposición:		forma de la ladera:		Erosión:																
				F D DAC		Campo de cultivo maíz Rotación de huacahuate Rotación de pinos caspa en 50% de nabo																						
Levantamiento en campo:	Prof (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl2)	Sales C.E. 1.2.5 (mEq/cm)	m.o. Gew.-% (%)	CaCO3 (%)	humedad	estructura tipo	grado	Estab agreg	Poros cantidad tipo tam		d.a g/cm3	dens. raíces	límite	hora										
	0-5	CA	1% (C)	5Y2/1				K3	3	med	med	med	med	13	13	13	13	13	13									
	5-10	CA	1% (C)	5Y2/1				K3	3	med	med	med	med	13	13	13	13	13	13									
	10-15	CA	1% (C)	5Y2/1				K3	3	med	med	med	med	13	13	13	13	13	13									
	15-20	CA	1% (C)	5Y2/1				K3	3	med	med	med	med	13	13	13	13	13	13									
prof. de desarrollo cm		princ. Espacio radicular:		a cm		clasificación (WRB):																						
max. prof. raíces:		nivel piezométrico actual:				nivel piezométrico medio:																						
Evaluación edafológica	espesor dm		penetrabilidad raíces		men total de poros Vol-%		CA evaluación		Vol-%		dCC evaluación		Vol (%)		CC		conductividad hidráulica cmolc/kg		CC		BI		Humus		N		Njis	
profundidad fisiológica (cm):		suma dCC:		suma (CC):		drenaje natural:						Suma BI:		Suma Humus:		Suma N:												
espacio radicular efectivo (dm):		evaluación		evaluación		erosionabilidad (Ah):						Evaluación		kg/m2		kg/m2		kg/m2										

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL P4W



Fecha: 24/07/11		UTM x:	Mapa No.:	clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		pasaje:										
Autor: R. V. G. P.		UTM y:	m.s.n.m.	época seca °C		Cultivo de maíz		exposición:		material parental:										
estado de precipitación:		Frecuencia y duración de periodos húmedos				Exposición:		forma de la ladera:												
tempo (mm):		F:	D:	DAC:		Erosión:														
Prof (cm)	Textura	Pedregosidad (Vol %)	Color (húmedo)	pH (CaCl2)	Sales C.E. 12.5 (mS/cm)	mo. Gew.-%	CaCO3 (%)	humedad	pF	estructura			Estab.		Poros		d.s.	dens.	limite	hor
0-10	FR. med.	5/10	5YR 1/6				MUR 1	FR. med.	3	Sab	Fine N. Dis.	Med	med	Med	Med	1.3				
10-20	FR. med.	10/15	5YR 1/4				MUR 2	FR. med.	3	Sab	gruesa	Fuerte	fuerb	Med	Med	1.5				
30-50	FR. med.	11	5YR 1/6				MUR 3	FR. med.	2	Sab.	Med.	Med.	Med.	Med	Med	1.5				
50-60	FR. med.	8/1	5YR 1/1				MUR 4	FR. med.	2	Arg.	Gruesa	Fuerte	fuerb	Med	Med	1.5				
prof. de desarrollo cm:				princ. Espacio radicular: a cm				clasificación (WRB):				tipo de humus:								
max. prof. raíces:				nivel piezométrico actual:				nivel piezométrico medio:												
espesor dm	penetrabilidad raíces	men total de poros Vol-%	men total de poros evaluación	CA Vol-%	CA evaluación	dCC Vol (%)	dCC L/m2	CC Vol %	CC l/m2	conductividad hidráulica cm/d	conductividad hidráulica evaluación	CC cmol/kg	CC valuació cmol/kg	BI mol/m2	Humus Ahx1 kg/m2	N kg/m2	Ndis g/m2			
profundidad fisiológica (cm):						suma dCC:	suma (CC):	drenaje natural:				Suma Bt Evaluación		Suma Humus: kg/m2		Suma Nt:				
espacio radicular efectivo (dm):						evaluación	evaluación									Evaluación				
										erosionabilidad (Ah):						Suma Ndis				



Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 7W



P7W

Hoja de descripción del perfil

Localidad:		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
Zaragoza		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Fecha: 28/1/10		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
28/1/10		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
estado del tiempo:		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
Nublado		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Frecuencia y duración de periodos húmedos:		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
F. D. DAC.		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Prof. Textura Pedregosidad Color pH Sales C.E.		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
0-6 CRL 81 2% 1.55 8.02 265 2.4 0-5 Suro		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
6-15 CLF 80 3% 1.51 8.30 160 0-5 Suro		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
15-21 CLF 80 3% 1.51 8.32 160 2-10 Suro		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
21-30 CRI 80 2% 1.51 8.32 320 2-10 Suro		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
30 80 2% 1.51 8.32 0		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Prof. De desarrollo cm: 69		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
max. Prof. Raíces: 69		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Principal espacio radicular: 0 hts 25 cm		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
max. Prof. Raíces: 69		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Grupo de Referencia (WRB):		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
Nivel peizométrico actual: desc.		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	
Nivel peizométrico medio:		UTM x:		UTM y:		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje:	
tipo de humus:		10S 71E		10S 71E		2165		Csa		Zaragoza		en el relieve		Zaragoza, Sacramento, Buzos	

espesor		penetrabilidad		en total de poros		CA		dCC		CC		conductividad hidráulica		CIC		Humus		Ni		Nds		Pmo			
cm	raíces	Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol-%	Lim2	Vol-%	lim2	cm3	evaluación	cmol/kg	cmol/kg	mg/m2	Abst	g/m2	g/m2	g/m2	g/m2	g/m2	g/m2		
0-6	48.5	41	MEB	7.5	18.5	10.87	41	24.10	10-40	MEB	20	MEB	15	9.70	1.55	0.07	0.38	15.5							
6-15	41	41	MEB	2	24	15.96	24	22.61	10-40	MEB	12	REG	10.2	5.08											
15-21	41	41	MEB	2	24	18.24	24	23.84	10-40	MEB	12	REG	9.6	5.47											
21-30	47	41	MEB	6	16	14.11	36	21.75	10-40	MEB	15	REG	12.75												
suma dCC:		59.16		suma (CCI):		104.3		drenaje natural: bueno-moderado		Suma Bl:		70.76		Suma Humus:		1.55		Suma Ni:		0.07		Suma Pmo:		15.5	
profundidad físicas (cm):		evaluación:		0.83 A		evaluación:		M B		Erosionabilidad (Ab):		0.17		Evaluación:		REG		Evaluación:		18.72		Evaluación:		0.78	
espacio radicular efectivo (cm):		evaluación:		0.83 A		evaluación:		M B		Erosionabilidad (Ab):		0.17		Evaluación:		REG		Evaluación:		18.72		Evaluación:		0.78	
Suma Nds:		0.78		Evaluación:		0.83 A																			

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 8W



Hoja de descripción del perfil

Longitud: 200 cm		Mapa No.:		Clima:		uso del suelo/vegetación:		posición en el relieve:		paisaje: Bosque de Farnes en la cordillera	
Fecha: 16/05/2010		UTM x: 182000		UTM y: 1000000		época seca: C		delta °C:		complejidad: ladera	
Altura: 1500 m		UTM x: 182000		UTM y: 1000000		época húmeda: C		delta °C:		material parental: Andosol Yucudaa	
estado del suelo: húmedo		precipitación: 1500 mm		Frecuencia y duración de períodos húmedos:		Exposición: N		tema de la tadera: 2		Erosión:	
Prof:		Textura:		Pedregosidad:		Color:		pH:		Sales C.E. m.e.	
(cm)		(Vol %)		(Vol %)		(Munsell)		(CaCl2)		CaCO3	
0-5 CLF		CLF		CLF		5YR 3/4		6.65		175	
5-15 LF		LF		LF		5YR 3/4		6.69		123	
15-25 CF		CF		CF		5YR 3/4		6.31		116	
25-40 CLF		CLF		CLF		5YR 3/4		6.10		98	
40-65 R		R		R		5YR 3/4		6.13			
mois.		%		%		%		%		%	
humedad:		%		%		%		%		%	
estructura:		tipo:		tamaño:		grado:		agreg:		Estab:	
Péres:		g/g:		dens. Raíces:		cm/m:		horizonte:			
0-5		1.2		M		Difusa		Espec. Añ		90	
5-15		1.2		A		Difusa		Espec. AB		60	
15-25		1.4		A		Difusa		Espec. AB		50	
25-40		1.4		M		Clara		Espec. RE		40-130	
40-65										R 40-65	
prof. De desarrollo cm: 69		Principal espacio radicular: 0 bis 25 cm		Grupo de Referencia (VRB):		Nivel piezométrico medio:		tipo de humus:			
max. Prof. Raíces: 69		Nivel piezométrico actual: desc.									

espesor (dm)	penetrabilidad raíces	en total de poros		CA		ACC		CC		conductividad hidráulica		meq/100g		B		Humus		NI	Nds	Pzo	
		Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol-%	Lim2	Vol-%	lim2	cm/d	evaluación	cmol/kg	cmol/kg	Atx1	kg/m2	kg/m2	g/m2				g/m2
0.5	BUENA	46.5	MED	8.5	MED	25.5	12.44	38	18.62	10-10	MED	16	9	11.2	6.85	1.70	0.06	0.28	8.5		
1.0	"	46.5	MED	8.5	MED	25.5	24.33	3.8	36.86	10-40	"	16	"	11.2	13.17	3.87	0.12	0.38	16.8		
1.0	"	41	MED	7	MED	24	21.32	34	33.32	10-10	"	12	"	6.6	4.52						
1.5	"	41	MED	7	MED	24	30	34	43.35	10-40	"	12	"	9	2.03						
profundidad fideológica (cm):		suma ACC		suma CC		suma CC		drainaje natural: bueno-moderado		Suma B:		Suma Humus		Suma NI		Suma Pzo					
espacio radicular efectivo (dm):		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED	
		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED		evaluación: MED	

Null/High

Lectio CAMBISOL Leilbie ochric

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 1N



Hoja de descripción del perfil **P1N**

Localidad:		UTM x		Mapa No.		clima		uso del suelo/vegetación				posición en el relieve		parque	
Fecha: 23/11/8		52 33 81						Pastoreo extensivo				Llanura alta		Reserva con arbustos espinosos	
Altura: 1017 m		1017 m		1017 m		1017 m		data: °C				Exposición: Sur		Forma de la ladera: 7000 m de lobar	
estado del tiempo: 12-18°C		precipitación (en mm): 12-18		Frecuencia y duración de periodos húmedos:		F: 12-18		D: 12-18		DAC: 12-18		Erosión: Baja			
Prof. (cm)	Textura	Pedregosidad	Color	pH	Sal. C.E. (CaCl <sub>2</sub> )	m.o. 1:2.5 (MgSO <sub>4</sub> )	CaCO <sub>3</sub> Gew.-% (%)	Humedad	estructuras	Estab.	Poros	s.s. (g/cm <sup>3</sup> )	dens. Rel. (g/cm <sup>3</sup> )	horizonte	
0-3	AC	0-2%	7.04	5.0	2.2	-	resaca	2.5	Med	Med	1.3	1.3	1.3	Ah	
3-20	AC	0-2%	7.15	5.0	-	-	resaca	2.5	Med	Med	1.6	1.6	1.6	B	
20-23	CBA	11	7.38	5.0	-	-	resaca	2.5	Med	Med	1.3	1.3	1.3	Bw	
23-34	Clg	0-4%	8.01	5.0	-	-	resaca	2.5	Med	Med	1.5	1.5	1.5	BC	
34-43	AC	0-2%	7.56	5.5	-	-	resaca	2.5	Med	Med	1.3	1.3	1.3	C1	
43-51	AC	0-2%	8.01	5.0	-	-	resaca	2.5	Med	Med	1.3	1.3	1.3	C2	
prof. De desarrollo cm: 7.70				Principal espacio radicular: 0 bis 25 cm				Grupo de Referencia (WRB):							
max. Prof. Raíces: 69				nivel piezométrico actual: desc.				nivel piezométrico medio:				tipo de humus:			

espesor (cm)	sensibilidad en total de poros		CA		cCC		CC		conductividad hidráulica		CIC		Humus	Nt	Nds	Pmo	
	din	raíces	Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol (h)	l/m <sup>2</sup>	Vol %	l/m <sup>2</sup>	cm/d	evaluación					cmolog
0.9	44	MED	17.5	ALTA	17	15.43	26.5	23.37	40-100	ALTA	9.5	BATA	6.65	7.62	2.52	0.12	25.2
1.1	33	BASTO	12	ALTA	14	15.09	21	22.63	10-40	MED	4.5	BATA	3.22	3.29			
0.9	41	MED	3	BASTA	12	10.58	37	32.63	40-100	ALTA	18	REG	14.4	8.25			
0.5	41	MED	7	MED	24	11.76	34	16.83	10-40	MED	12	REG	8.4	5.55			
0.7	39	BASTO	16	ALTA	16	11.08	23	15.93	40-100	ALTA	4.5	H.B	3.8	1.69			
0.8	39	BASTO	16	ALTA	16	12.67	23	17.21	40-100	ALTA	4.5	H.B	3.8	1.93			
profundidad fitológica (cm):				suma cCC: 36.6		suma (CG): 129.6		drenaje natural: bueno-moderado		Suma Bt: 28.3		Suma Humus: 25.2		Suma Nt: 0.12		Suma Pmo: 25.2	
espacio radicular efectivo (cm):				evaluación: BASTA		evaluación: BASTA		erosionabilidad (Ah): 0.24		Evaluación: MED		Evaluación: MED		Evaluación: BASTA		Evaluación: BASTA	
								evaluación: MED						Suma Nds: 0.65		Evaluación: BASTA	

Heptic? Cambica no por espesor < 15 cm. y color  
ANDOSOL  
 Eutric REGOSOL raptic  
 WUE K = 0.12

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 2N



P2N

Hoja de descripción del perfil

Localidad	Aguas		Fecha:		UTM N: 23514	Mapa No.	UTM E: 181443		dim. época seca 'C'	Temp. año 'C'	Temp. día 'C'	uso del suelo/vegetación:	posición en el relieve:		desage:	
Autor:	18/11/13		UTM N: 23514		UTM E: 181443		época seca 'C'		Temp. año 'C'		Temp. día 'C'		forestal/ Bosque de encino abierto		Cuenca de encino o provincia de conservación	
estado de precipitación (mm):	Frecuencia y duración de periodos húmedos		F:		D:		DAC:		m. a.		CaCO3		humedad		pH	
estructura:	Forma de la lámina: CAPELLO		Exposición: NE		Inclinación: 2.0%		Complejidad: buena		mat. parental:		Toba Llano de Lobos		Ignimbrita			
Prof. (cm)	Textura (Vol %)	Padregos (húmedo)	Color (CaCl)	pH	Sal. C.E (mEq/100g)	m. a. Gew.-%	CaCO3 (%)	humedad (%)	pH	estructura	Estab.	Poros	d.a.	dens. Raíces	límite	horizonte
0-4	RA	20'	10YR/3	6.81	700	4.3	—	Fresca	—	tipo: fuerte	grado: Alto	agreg: Pecos	1.5	Baja	Indehib. a bicarbonato	Ah
4-22	RA	50'	10YR/3	6	—	3.1	—	Fresca	—	tipo: fuerte	grado: Alto	agreg: moderado	2.5	Baja	Indehib. a bicarbonato	AC
22-27	RA	>50'	10YR/3	6	—	4.1	—	Fresca	—	tipo: moderado	grado: Alto	agreg: moderado	1.5	—	Indehib. a bicarbonato	CA
27-45	CR	—	10YR/3	6	—	—	—	Fresca	—	tipo: fuerte	grado: Muy alto	agreg: —	—	—	Indehib. a bicarbonato	R
prof. De desarrollo cm: 69																
Principal espacio radicular: 0 bis 25 cm																
Grupo de Referencia (WRB):																
max. Prof. Raíces: 69																
nivel piezométrico actual: desc.																
nivel piezométrico medio:																
tipo de humus:																

espesor (cm)	estabilidad		CA		cCC		CC		conductividad hidráulica		CIC		BI		Humus	NT	Nds	Pro			
	raíces	Vol-%	evaluación	Vol-%	evaluación	Vol (%)	l/m2	Vol %	l/m2	cm/d	evaluación	cmol/kg	evaluación	cmol/kg	mol/m2	Atx1	kg/m2	kg/m2	g/m2	g/m2	
0.4	95.5	ALTO	6.5	B	17.5	5.6	49	11.68	10-40	MED	28.5	MED	19.23	9.23	—	—	2.064	0.10	0.51	20.6	
1.8	46.5	MED	5.5	B	14.5	15.05	43	38.7	10-40	MED	22	MED	17.25	22.28	—	—	4.18	0.20	1.04	41.8	
0.5	65.5	ALTO	6.5	B	17.5	6.56	49	18.27	10-40	MED	28.5	MED	19.23	—	—	—	0.96	0.03	0.19	7.6	
1.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
profundidad biológica (cm):					suma cCC	25.21	suma (CC)	72.75	drenaje natural: bueno-moderado		Suma BI	32.71	Suma Humus	7.01	Suma NT	0.33	Suma Pro	70			
espacio radicular efectivo (cm):					evaluación	M.B	evaluación	M.B	erosionabilidad (Ah)		0.1	evaluación	MED	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2
					evaluación	M.B	evaluación	M.B	erosionabilidad (Ah)		0.1	evaluación	MED	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2	kg/m2
					Suma Nds	1.74	Suma Pro	70													

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 3N



PN3 67

Localidad:																
Fecha: 28-01-15			UTMhor: 676261		Mapa No:		clima:		Uso del suelo/Vegetación: Matorral subant. / Juniperia / 40% representado			Forma del terreno: Estanca		pasaje: 2.000 TON		
autor: 1941213			UTMver: 1941213		Merm: 2237		época seca: S1		temperatura: 8°C		Inclinación: 35%		material parental: Toba lignol. LOBOS			
estado del tiempo: SOLEADO			prec. [mm]: 4.00		frecuencia y duración de periodos húmedos: F. D.		DAC:		evidencia de erosión: LAMINAR		60%					
prof. [cm]	textura	pedras [Vol%]	color [húmedo]	pH	sales o GE 1:2.5 [mSkcm]	m o [%]	CaCO3 [%]	humedad	pF	estructura [tipo, tamaño, grado]	estab. [pgreg]	poros [abundancia, tamaño, forma, distribución]	dens. apar.	dens. raíces	límite	horizonte
0-7	CLP	cm 20%	5YR 3/2	8.12	170	2.5	85-210	seco		Suab. Med. Fin. / Med. Fin. / Med. Fin.	ALTA	Med. med. poros / Med. med. poros / Med. med. poros	1.2	POCAS	altos / POCAS	Ah
7-15	CRL	cm 10%	5YR 3.5/2	8.16	150	2.8	85-210	seco		Suab. Med. Fin. / Med. Fin. / Med. Fin.	ALTA	Med. med. poros / Med. med. poros / Med. med. poros	1.5	POCAS	altos / POCAS	AB
15-21	CRL	cm 10%	5YR 3/2	8.22	150	2.8	85-210	seco		Suab. Med. Fin. / Med. Fin. / Med. Fin.	ALTA	Med. med. poros / Med. med. poros / Med. med. poros	1.5	POCAS	altos / POCAS	Bw
21-32	CRL	cm 10%	5YR 3/2	8.31	150	2.8	85-210	seco		Suab. Med. Fin. / Med. Fin. / Med. Fin.	ALTA	Med. med. poros / Med. med. poros / Med. med. poros	1.6	POCAS	altos / POCAS	Bw
< 32	R															C
prof de desarrollo: cm    princ. espacio radicular de: a cm    clasificación del suelo: <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;">Bw</span> prof max de raíces: cm    nivel piezométrico actual:    nivel piezométrico medio:    tipo de humus:																
evaluación ecológica																
espesor [dm]	penetrabilidad de raíces	VPT [Vol%]	CA [Vol%]	dCC [espacio rad. efec. Vol%]	CC [L/m2]	CC [L/m2]	CC [L/m2]	cond. [cm/d]	U.d. [eval. meq/kg]	CC [eval. meq/kg]	bases intercamb. [meq/eqm2]	Ah1 [ptrx0.5]	Humus [kg/m2]	Ni [kg/m2]	Nd [g/m2]	
0.7		465	8.5	25.5	14.28	38	21.28	10-10	MED	18	REG	14.4	10.48	1.82	0.09	0.15
0.8		415	9.5	17.5	11.16	36	25.92	11-10	M.B	20	MED	16	17.28	3.02	0.15	0.15
0.6		36	4	14	8.14	32	18.62	11-10	M.B	15	REG	12.75	5.56			
1.1		36	4	14	15.09	32	34.49	11-10	M.B	15	REG	12	10.34			
prof fitzingeriana evaluación: espacio radicular ef: cm				dCC 42.47 evaluac: Muy BAJA		CC 100.3 evaluac: Muy BAJA		drenaje natural			BI 43.66 evaluac: 4.84		Humus 4.84		NI 0.24 evaluac: MED	
tipo de suelo: Cambisol    deambic    ochric erodabilidad (Ah) 0.23 K eval. MEDIA NI 1.21 BAJA Pmo 48.4																

Anexo 3: Perfiles edafocológicos

PERFIL 4N



- 67 -

P 3N 4N4

Localidad:		Fecha:	UT 10x10	Mapa No	dim a	uso del suelo/vegetación:	forma del terreno:	pendiente:									
		28/1/16	676236			Limite de Rociol	lomas y Bili Casero Pluvia	10%									
autor:		19/11/16	2211	época seca	° C	Rede solva Daga	exposición:	materias parentales:									
estado del tiempo:		Despejado		frecuencia y duración de periodos húmedos		ca. casatepe (hilo)	30	Aluvion									
				F.	D		evidencia de erosión										
le vantamiento en campo	prof [cm]	textura	pedras [Vol %]	color [húmedo]	pH	sales o CE 1.25 [mS/cm]	m o [pH]	CaCO3 [%]	humedad [pF]	estructura [tipo, tamaño, grado]	estab [agreg]	poros [abundancia, tamaño, forma, distribución]	dens [apar]	dens [raíces]	límite	horizonte	
	0-12	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 3/2	8.0	220	2.9	K2	Fresca	Ala	Ala	1.1	1.1	ommes	AB		
	12-21	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 3/2	8.1	120	2.9	V3	Fresca	Ala	Ala	1.3	1.3	Pocas	AB		
	21-30	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 3/2	8.5	150		K3	Fresca	Ala	Ala	1.5	1.5	Pocas	Bw1		
	30-40	CRL	F 20%	10 YR 3/2	8.5	130		K3	Seca	Ala	Ala	1.2	1.2	Pocas	Bw1		
	40-50	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 3/2	8.5	150		K3	Fresca	Ala	Ala	1.5	1.5	Pocas	Bw2		
	50-60	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 4/2	8.6	130		K3	Fresca	Ala	Ala	1.5	1.5	Pocas	Bw2		
	60-72	CA	CM 100% CE 20%	7.5 YR 4/2	8.8	90		K2	Seca	Ala	Ala	1.2	1.2	Pocas	Bw2		
	72-86	CRL	CM 100% CE 20%	7.5 YR 4/2	8.2	190		K3	Fresca	Ala	Ala	1.2	1.2	Pocas	Bw2		
	perfil de desarrollo: cm princ. espazo radicular de a cm clasificación del suelo: nivel piezométrico actual: tipo de humus:																
evaluación ecológica	espesor [dm]	penetrabilidad de raíces	VPT [Vol %]	CA [Vol %]	GCC [espacio rad. efec. Vol %]	CC [hasta 1 m. Vol %]	Kf [cm/d]	CIC [meq/kg]	bases intercamb. [meq/eqm2]	Ah1 [pH < 0.5]	Humus [kg/m2]	Ni [kg/m2]	Nd [g/m2]				
	1.2	48.5	M	7.5	H	17.5	14.7	41	34.44	10-40	M	2.0	15	13.86	2.67	0.13	0.66
	0.8	41.5	M	5.5	B	16.5	7.42	37	16.65	21-40	B	15	15	5.06	1.95	0.097	0.48
	0.9	36	B	4	B	14	12.02	32	22.04	21-40	B	15	12	8.42			
	1.0	42	M	6	B	16	15.68	36	35.28	10-40	M	15	12	2.05			
	1.0	36	B	4	B	14	13.72	32	21.36	21-40	B	15	12	8.22			
	1.0	36	B	4	B	14	11.02	32	75.6	21-40	B	15	12	2.65			
	0.8	38	B	9	H	24	2.84	29	4.46	10-40	M	8	5.1	0.48			
	1.4	36	B	4	B	14	19.8	32	44.8	21-40	B	15	12	15.17			
	prof. fisiológica: cm evaluac. MED-VMB espacio radicular: cm evaluac. MED-VMB drenaje natural: CC 215.6 evaluac. BATA erodabilidad (Ah) K eval. 0.17 BATA bases intercamb. Ah1 evaluac. MED-ΔCB Humus: 4.62 Ni: 0.22 evaluac. MED-VMB Nd: 1.14 evaluac. BATA Pm: 26.7 evaluac. BATA																