

33

TEXTOS UNIVERSITARIOS

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano

J.-F. Parrot
J. Lugo-Hubp
C. Ramírez-Núñez
J.J. Zamorano-Orozco



**Geomorfología tridimensional
para el análisis del relieve mexicano**

Instituto de Geografía
Universidad Nacional Autónoma de México

Colección: Textos universitarios, núm. 33

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano

J.-F. Parrot

J. Lugo-Hubp

C. Ramírez-Núñez

J.J. Zamorano-Orozco



México, 2025

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano / Jean Francois Parrot, José-Lugo Hubp, Carolina Ramírez Núñez, Juan José Zamorano Orozco. – Ciudad de México: UNAM, Instituto de Geografía, 2025
248 p. : il. – (geografía para el siglo XXI. Textos Universitarios; 33)
ISBN 978-607-30-9102-2 (Obra general)
ISBN 978-607-587-005-2 (Esta obra)
DOI <https://doi.org/10.14350/gsxxi.tu.33>

1. Geomorfología I. Parrot, Jean Francois, coaut. II. Lugo Hubp, José, coaut. III. Ramírez Núñez, Carolina, coaut. IV. Zamorano Orozco, José Juan, coaut. V. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía. VI. Serie.

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano

Primera edición, 8 de enero de 2025

D.R. © 2025 Universidad Nacional Autónoma de México



Imagen de portada: Modelo Digital de Elevación (MDE) del continente y fondo del mar de la zona centro, sur y sureste de México y Guatemala elaborado en 2012 con el programa Bathy.exe (Parrot, 2012).

Ciudad Universitaria,
Coyoacán, 04510 México, Cd. Mx.
Instituto de Geografía,
www.unam.mx, www.geografia.unam.mx

Editor académico: Federico Fernández Christlieb
Editores asociados: Héctor Mendoza Vargas, Arturo García Romero,
Gerardo Bocco Verdinelli y Eulalia Ribera Carbó
Editor técnico: Raúl Marcó del Pont Lalli

La presente publicación presenta los resultados de una investigación científica y contó con dictámenes a doble ciego de expertos externos, de acuerdo con las normas editoriales del Instituto de Geografía

Textos universitarios

ISBN (Obra general): 978-607-30-9102-2
ISBN: 978-607-587-005-2
DOI: <https://doi.org/10.14350/gsxxi.tu.33>

Hecho en México

Contents

Introducción.....	9
Capítulo 1. Definición y representación del relieve.....	11
Capítulo 2. Generación de modelos digitales de elevación.....	39
Capítulo 3. Variables calculadas a partir de los modelos digitales de elevación.....	65
Capítulo 4. La red fluvial.....	123
Capítulo 5. Ejemplos de tratamiento de algunas regiones representativas del relieve mexicano.....	173
Conclusión.....	201
Anexo I. Glosario.....	203
Anexo II. Módulos ejecutables y selección de datos (imágenes y modelos digitales de elevación).....	213
Referencias.....	217
Módulos ejecutables y Software.....	239

Introducción

Existe un trabajo precedente en el que participó uno de los autores de este libro (García-Arizaga y Lugo-Hupb, 2003) y que está dedicado al estudio del relieve mexicano y sus rasgos geomorfológicos principales. La información utilizada en la elaboración de esta obra se obtuvo de la interpretación de las curvas de nivel y se complementó con algunos aspectos característicos de las redes de drenaje.

Los avances actuales de la informática, la existencia de variadas posibilidades en el campo del almacenamiento de información digital, la abundancia y disponibilidad de datos satelitales y más recientemente, la contribución de los datos LiDAR, drones y nuevos sensores, nos llevan a reconsiderar el estudio de la superficie de la Tierra y no limitarnos al uso de curvas de nivel, una contribución que no debe subestimarse, sino enriquecerse con la ayuda de algoritmos específicos.

En este sentido, existe un conjunto de programas y software de tipo geomorfológico que han sido desarrollados en los últimos años por dos de los coautores de este libro, todos ellos, son herramientas informáticas que facilitan la generación de modelos digitales de elevación a partir de curvas de nivel y nubes de puntos. El conjunto de módulos ejecutables, programas y software mencionados en el texto, se ponen a disposición de toda la comunidad científica y estudiantil en los dos CD adjuntos.

El libro que presentamos tiene cinco capítulos, en el primero se hace una síntesis histórica sobre la representación del entorno humano durante aproximadamente 1500 años. Para ello se analizan documentos cartográficos que se ajustan a un espacio bidimensional, cuando se trata de representar espacios esféricos. Este aspecto es un desafío que la cartografía resuelve mediante el uso de diferentes sistemas de representación en cada época.

El segundo capítulo está dedicado a los Modelos Digitales de Elevación, su definición, las variantes del concepto y métodos diversos para generarlos. En este capítulo se muestra una amplia gama de programas y software que permiten diferentes tipos de interpolación, donde se utilizan curvas de nivel o nubes de puntos. En cierto sentido se puede afirmar que este capítulo se refiere a aspectos técnicos, su comprensión nos pareció indispensable para definir las estrategias que permiten extraer la información específica buscada.

En el capítulo 3, se analizan las características de la superficie terrestre y la naturaleza de la información que provee, de igual forma se proponen y definen nuevos conceptos, como el de la superficie virtual de píxeles en un universo tridimensional. Con detalle, se explica el significado de atributos primarios, parámetros que se extraen directamente de la superficie del Modelo Digital de Elevación, como la hipsometría; el valor y dirección de la inclinación del terreno; la pendiente logarítmica, que permite identificar estructuras geomorfológicas en terrenos bajos; el sombreado del relieve, la proyección de sombras y la iluminación. Además de dedicar una parte importante al tema de la rugosidad, que se aborda mediante la convexidad y la concavidad; la dispersión de las normales en la superficie; el valor de curvatura y la dimensión fractal local o la rugosidad superficial.

El cuarto capítulo está dedicado al estudio de las características y arreglos específicos de las redes fluviales. En este marco, se analiza la cuenca del río, la morfología de los cursos de agua, los tipos de erosión y dos formas específicas: los meandros y estuarios. Para ello se proponen parámetros, variables e índices dentro del tema general de la geomorfología, con el fin de medir distancias, áreas o volúmenes, así como, el cálculo de numerosas variables (inclinación del terreno, dirección de la pendiente, las normales en la superficie, etc.) y su representación en el mundo vectorial y *raster*.

El capítulo 5 es el último apartado, en él se presentan tres ejemplos de análisis del relieve en México con la finalidad de que el lector identifique el uso de las variables espaciales y las respuestas que puede obtener en temáticas diversas, relacionadas no solo con la clasificación y análisis del relieve sino con la planificación, identificación de dinámicas asociadas a peligros, entre otras más. Estos tres ejemplos de análisis del relieve se aplican a zonas específicas de México. El objetivo de este capítulo es que el lector identifique el uso de las variables del espacio y las respuestas que este puede obtener en temáticas diversas relacionadas con la planeación, diseño, entre otros.

Por último, se incluyen tres anexos; el primero corresponde a un glosario de términos utilizados en este libro, el segundo comprende una descripción detallada del uso de los algoritmos compilados en lenguaje C++ y el tercero, muestra una selección de MDE provenientes de la interpolación de curvas de nivel y de nubes de puntos LiDAR.

Capítulo 1. Definición y representación del relieve

1.1. Introducción

Las irregularidades a diversas escalas de la superficie terrestre corresponden a un conjunto de volúmenes destacados o depresiones que define el relieve de una región. En este contexto, una de las desigualdades más evidentes es la altitud, aspecto que describe el carácter tridimensional del espacio geográfico. Sin embargo, la definición del relieve es compleja ya que se necesita considerar varios criterios. No solamente la expresión de altitud, pendiente y forma, también la interacción de los procesos endógenos y exógenos, con la litología (Geología) y las condiciones naturales del territorio (Geografía Física).

Con el desarrollo de la Geología y la Geografía Física, durante la segunda mitad del siglo XIX, el estudio del relieve no solamente contemplaba la descripción, también se explicaba (Lapparent, 1882). A principios del siglo XX, el estudio de las "formas de relieve" (de la Noë y de la Margerie, 1888), del "patrón geográfico" (Lapparent, 1896) o del "relieve de la tierra" (Martonne, 1909) se refirió a métodos de medición y de representación topográfica.

Finalmente, el relieve es considerado como el resultado de esfuerzos internos y externos (Reclus, 1868), no hay porción de la Tierra sin él. Todas las formas se explican por la geodinámica interna del planeta (comportamiento reológico del globo, levantamientos, volcanes y sismos vinculados con el movimiento de las placas tectónicas) y el papel de los procesos geodinámicos externos (erosión fluvial, glacial, eólica, marina, etc.). De esta manera, es posible distinguir relieves primarios y secundarios.

Para Peulvast y Vanney (2002), el relieve es la expresión de estructuras, dinámicas e historias globales, la ciencia que estudia las formas terrestres se define como "geomorfología", un concepto creado por el grupo angloestadounidense dirigido por Davis, McGee y Gilbert (Davis, 1889; McGee, 1888a, 1888b; Gilbert, 1907, 1914).

La construcción de obras de infraestructura sobre la superficie terrestre hace necesario el estudio y la generación de información (global o local) del territorio utilizado. La construcción de carreteras, estructuras portuarias, presas, aeropuer-

tos, edificios, por ejemplo, necesita un conocimiento preciso del relieve (génesis, morfología y dinámica). En el caso que nos interesa y en el marco de este libro, el análisis de las formas terrestres permite definir la geomorfología y los rasgos particulares de cada tipo de paisaje.

Con la aparición de la agricultura en el Neolítico, prosperaron los asentamientos humanos y con ello se fue consolidando una visión simbólica del entorno y del mundo. En general y en este sentido, se puede afirmar que el mapa es parte de la historia, de la cultura humana y representa un medio de expresión y de comunicación del hombre desde hace algunos milenios. En un inicio, representó la localidad de dominio; después explora, descubre recursos y surge la necesidad de registrar lo encontrado para su beneficio y el de otros grupos humanos, en este quehacer, representó grandes territorios y, con el tiempo, el planeta entero.

La elaboración de mapas pasó por distintas etapas a lo largo de la historia, pero sólo en el siglo XVI se empieza a tener conocimiento de las dimensiones del planeta y la disposición de tierras emergidas y mares. Esta época marca el inicio de la cartografía moderna, donde además de los grandes descubrimientos geográficos, tiene lugar la invención de la imprenta y el redescubrimiento de la Geografía de Ptolomeo.

La cartografía tuvo una innovación en 1737 cuando por primera vez Ph. Buache (1700-1773) elaboró un mapa de isóneas (isobatas) para representar el relieve submarino del Canal de la Mancha. La cartografía terrestre comenzó a elaborarse en 1884, año en que por accidente se descubrieron las curvas de nivel. En este hecho, tuvo que ver el astrónomo inglés Neville Maskelyne, quien tenía la encomienda de realizar el experimento conocido como la deflexión gravitatoria propuesto por Newton en 1687 y que tenía como objetivo calcular el peso de la Tierra (Bryson, 2006).

Para ello, Maskelyne se dio a la tarea de buscar una montaña sin cambios bruscos en la inclinación de sus laderas, altitud y morfología convexa; la encontró en las Highlands en Escocia central. La elevación con las características requeridas se conoce como Schiehallion y se ubica en las cercanías del lago Tay. En el verano de 1884, el astrónomo real (Maskelyne) y un numeroso equipo de agrimensores, determinaron la elevación de cientos de puntos situados en la montaña y sus alrededores; estos datos dieron como resultado una densa y confusa *nube* de números.

Los datos fueron entregados a Charles Hutton, quien se encargaría de calcular el peso de la montaña, determinar la influencia gravitatoria a partir de la desviación de una plomada instalada en la cercanía de la colina y con los datos, calcular la constante gravitatoria universal y con ello la masa de la Tierra.

Hutton, al iniciar el análisis, se dio cuenta que al unir con una línea los puntos con alturas similares, los datos se ordenaban mejor; de esta manera se podía observar la forma general del terreno y calcular el desnivel de cualquier sector de la colina; había inventado las curvas de nivel y el mapa topográfico; además de calcular la masa de la Tierra (5000 millones de toneladas), y así poder deducir la masa del Sol y de los planetas que giran a su alrededor.

En los años posteriores al siglo XVIII y a lo largo del XIX, los mapas se perfeccionan y poco a poco van cubriendo la superficie terrestre. Hacia la mitad del siglo XX, con la utilización de las fotografías aéreas, los levantamientos topográficos se hacen más rápidos y precisos. En las dos últimas décadas del siglo XX, se presenta una importante revolución en la cartografía mundial, los métodos digitales sustituyen, en gran parte, a los tradicionales en la elaboración de mapas topográficos y temáticos.

El mapa topográfico es el resultado de una prolongada evolución, el nombre es significativo, es la descripción de un lugar y su representación forma parte de una porción de la superficie terrestre donde habitamos, realizamos nuestro trabajo diario y obtenemos los recursos para el sustento.

Este tipo de cartografía tiene aplicación en numerosos campos del conocimiento e infinidad de temas de utilidad práctica. La información que contiene es variada y permite un acercamiento a una porción de la superficie terrestre de cualquier dimensión, lo mismo un continente entero que una cuenca oceánica, un sistema montañoso, un volcán, una población ya sea pequeña o grande. Los datos que se obtienen de este documento tienen relación con las características propias del relieve, las modificaciones del terreno hechas por el hombre (presas, canales, vías de comunicación, poblaciones, aeropistas) y un sinnúmero de datos más.

Dice Miller (1970): “Un buen mapa topográfico es un documento que presenta a la vista y de manera simultánea, tanta información como la que podría recogerse con palabras en un libro de buen tamaño.”

Pero más allá de la información que contiene el mapa topográfico, la cual comprendemos a través de una leyenda, está la que no se lee directamente, la que surge de la interpretación. En esta categoría se ubican la información geomorfológica (formas del relieve y procesos modeladores) y geológica (litología y existencia de estructuras disyuntivas).

El relieve tiene una dimensión tridimensional y su representación bidimensional en los mapas, es un reto para los cartógrafos. Las primeras cartas conocidas de siglos anteriores corresponden a itinerarios, rutas comerciales y mapas de ubicación, esta idea continuó durante el medioevo y llegó a ser la visión simbólica del mundo.

El ejemplo más conocido de un mapa de itinerarios es la *Tabula Peutingeriana* (o tabla de Peutinger). El mapa original data del siglo IV, representa la red de carreteras del Imperio Romano y cubre Europa, África del norte y parte de Asia. Su nombre se vincula con Konrad Peutinger, un humanista alemán de los siglos XV - XVI quien realizó una copia general de los diversos segmentos que constituyen el documento original. La reproducción más antigua fue realizada en el siglo XIII por un monje de Colmar (NE de Francia). Su aspecto es el de un rollo de pergamino de 0.34 m de altura, 6.75 m de largo, integrado por 12 hojas y está incompleto, ha desaparecido el fragmento occidental de la Península Ibérica y de las Islas Británicas.

El documento es esquemático y representa las masas continentales deformadas, característica que responde al objetivo del cartógrafo; el de mostrar de manera simplificada, los caminos que unen distintos poblados y la distancia que les separa. En este sentido, la grafía actual de las líneas de metro obedece a la misma regla. Por otro lado, también aparecen de manera lineal los ríos, montañas y mares y el Mediterráneo, que es reducido a una superficie estrecha que separa África del Norte de Europa.

La figura I.1 representa una parte de la Tabla de Peutinger, desde el oriente de las Islas Británicas hasta Grecia y Anatolia occidental, pasando por el sur de Francia y la península itálica. En el último sector, se observa Creta, el delta del río Nilo y Constantinopla. Al norte de esta ciudad, el Mar Negro se reduce, al igual que el Mediterráneo, en una zona estrecha. La figura I.2 muestra a detalle la región de Constantinopla, actual Estambul.

La Tabla de Peutinger es una visión sinóptica del Imperio Romano, a través de ella fue posible conocer poblados, ciudades y los caminos que las unían. En otras palabras, este documento representa la espacialidad de los asentamientos humanos del mundo conocido en esa época.

La Tabla de Peutinger deforma la superficie terrestre como lo hace la proyección de Mercator, donde la superficie de las zonas septentrionales (Groenlandia, por ejemplo) se incrementa cuando se realiza la transposición del espacio tridimensional de la esfera terrestre a la superficie bidimensional de los mapas.

La deformación que se observa en la Tabla de Peutinger, se hizo en función del tamaño del pergamino y se obtuvo por anamorfosis, una compresión de la latitud y un estiramiento de la longitud. Este documento no tiene ningún carácter científico y no es exacto; no obstante, para la época, existía una cartografía más precisa reservada a especialistas que tenían la encomienda de generar mapas con una utilidad inmediata a la traza de las vías de comunicación (Bauzou, 1980).



A



B



C

Figura I.1. Tabla de Peutinger. A. Desde la parte oriental de las islas británicas y sur de Francia hasta el norte de Italia. B. Península Itálica. C. Grecia y Anatolia occidental (en Bauzou, 1980).

Este tipo de documentos fue utilizado como propaganda y al final del Imperio Romano, el espacio geográfico era una idea política y no una realidad material y física

En la Tabla de Peutinger, el relieve está dibujado a manera de *toperas* alineadas o una sucesión de pequeños arcos. Una representación similar aparece en los mapas del siglo XV; este tipo de dibujo se mejora cuando se combinan varios tamaños y diferentes sombreados (Fig. I.3A). En el siglo XVII este modelo de representación se hace más preciso, más no aporta información morfológica. Este estilo se conoce como “vista de pájaro”, tiene un importante componente artístico que favorece la apariencia realista, pero no procura información sobre las alturas o desniveles (ver los mapas de Anich, Mercator u Ortelius, entre otros) (Fig. I.3B y I.4).

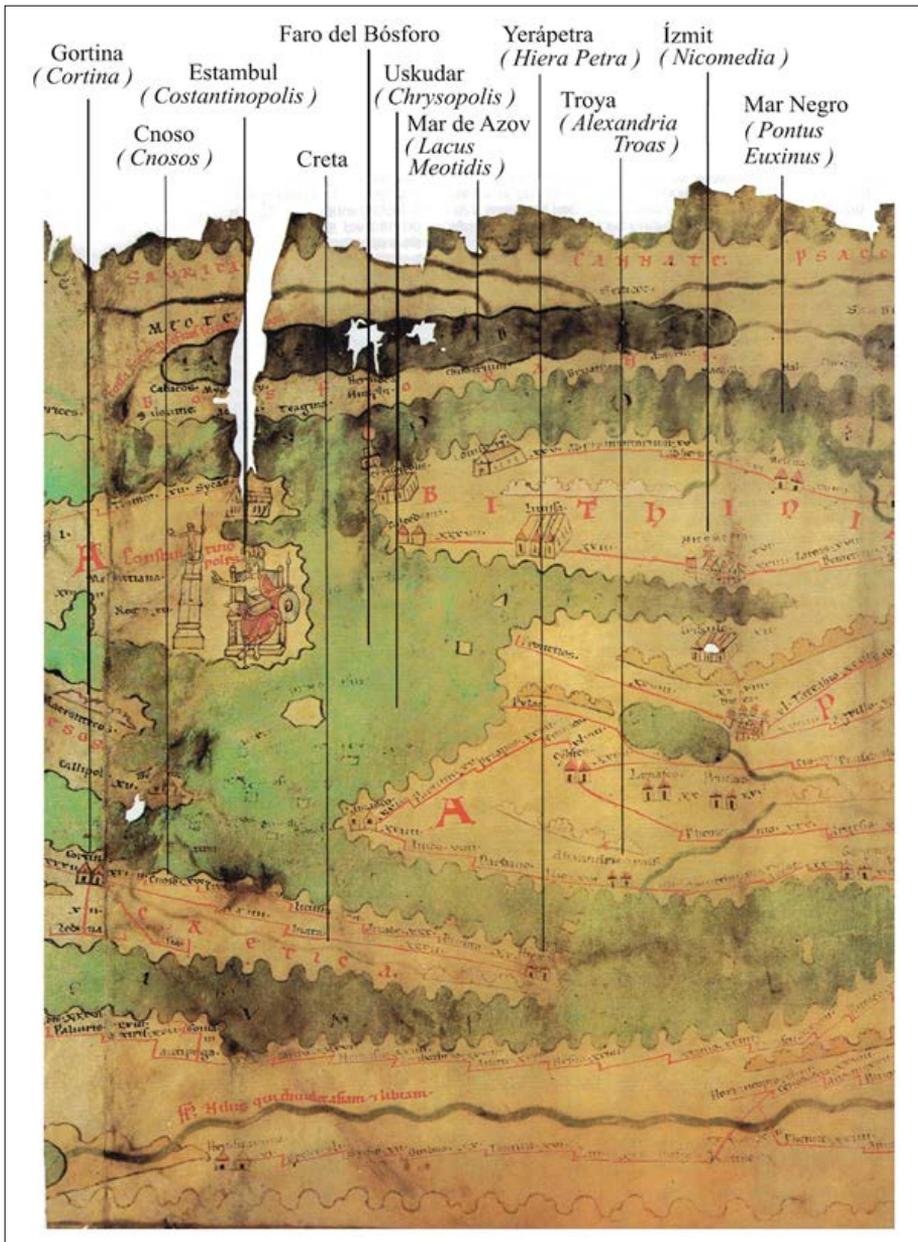


Figura I.2. Detalle centrado en Constantinopla, la actual Estambul.

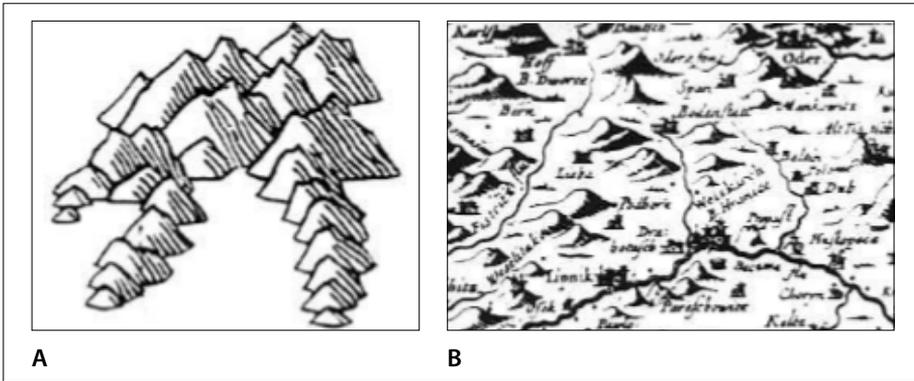


Figura I.3. Representación del relieve conocida como “vista de pájaro”: A. Siglo XVI; B. Siglo XVII.



Figura I.4. Mapa de la Cuenca de México (1787).

Antes de continuar con el desarrollo de la cartografía europea en el siglo XIX, y analizar los factores que generaron el cambio en la información sobre el relieve, es necesario analizar otros ejemplos de representaciones de itinerarios.

Los códices aztecas (*Mexihcatl amoxtli*) pueden ser de carácter histórico y también indicar la toponimia de poblados, caminos o de algunos rasgos morfológicos del relieve. En este marco, el lienzo de Tetlama es un buen ejemplo; fue pintado al inicio del siglo XIX a partir de una copia realizada por León y Gamma, en el siglo XVIII (Fig. I.5). La representación de los caminos principales sigue la simbología tradicional de los documentos aztecas, huellas de pies para indicar que se trata de senderos y rutas. En contraparte se observan símbolos que describen leyendas populares, es el caso del “Castillo de Xochicalco” (centro del mapa). Por otro lado, se utilizó un panel de símbolos para representar rasgos morfológicos mayores, pero son solamente elementos analógicos y/o decorativos que no tienen ningún valor científico.

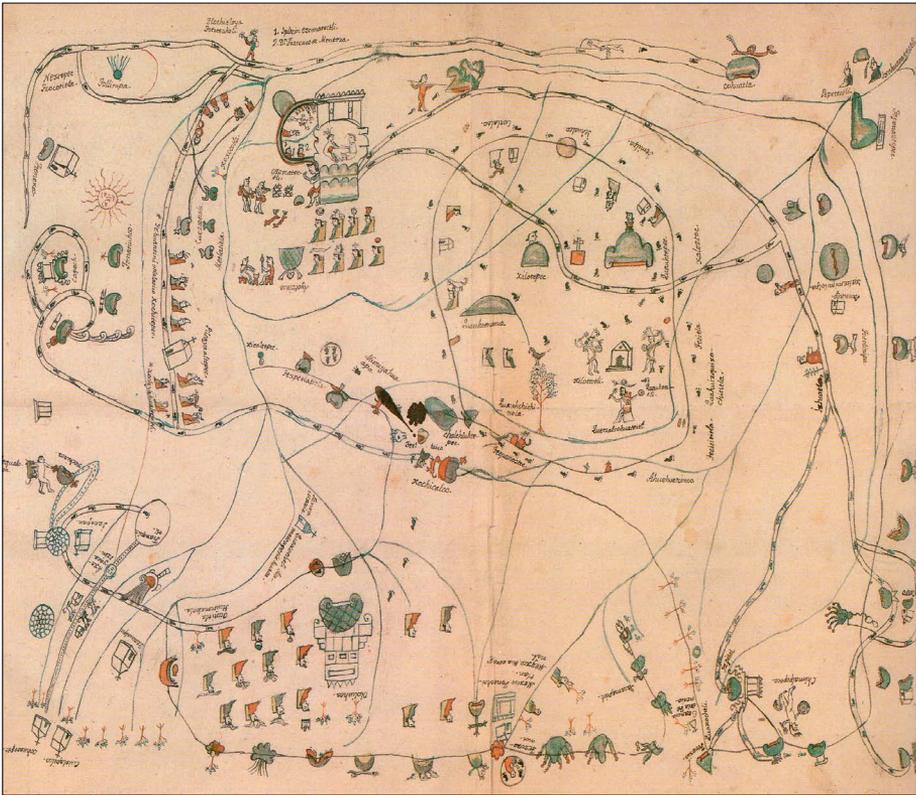


Figura I.5. Lienzo de Tetlama, inicio del siglo XIX, Bibliothèque Nationale de France [Fonds Mexicain 101].

En relación con el océano existen maneras de representar itinerarios; en este caso, se tiene como ejemplo a los aborígenes de las Islas Marshall, en el Océano Pacífico, que utilizaban “mapas” hechos con palos de madera, fibras vegetales y conchas marinas para desplazarse en un entorno integrado por 2 islas y 34 atolones. Este tipo de representación logra bastante precisión al definir ejes y vincularlos con los atolones (Fig. I.6).

El ser humano a lo largo de su historia ha elaborado mapas con fines diversos, su precisión y su contenido evolucionó de acuerdo con los avances técnicos

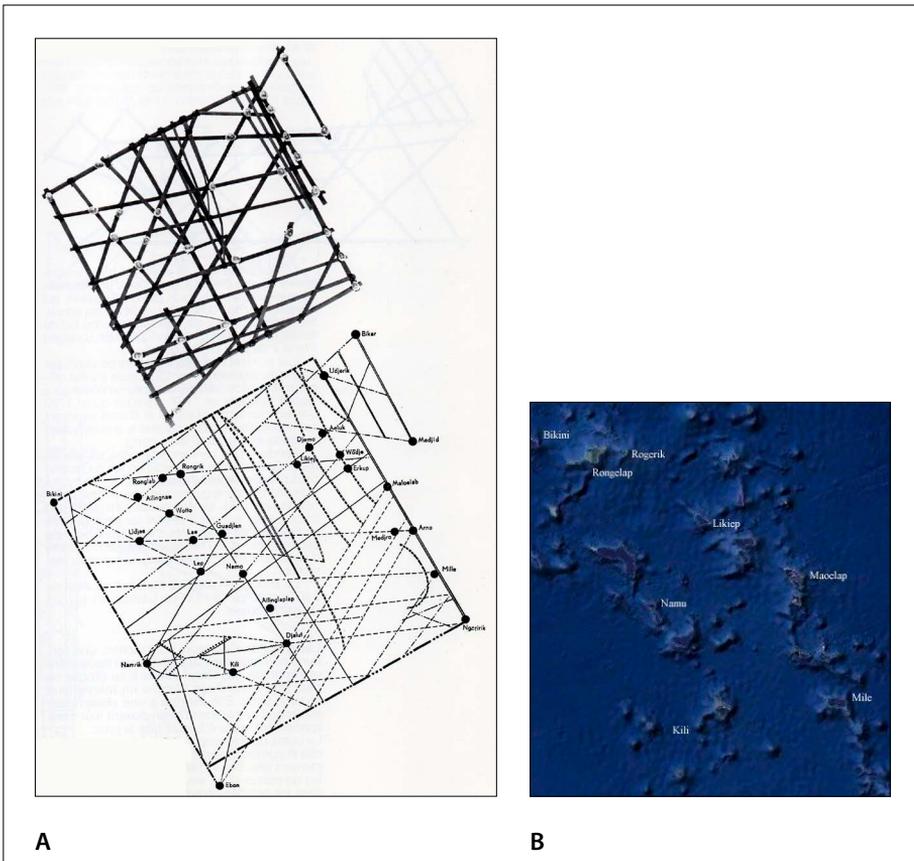


Figura I.6. Representación de las Islas Marshall: A. “Mapa” del Museo del Hombre, París y esquema que vincula los atolones; B. Imagen Google Earth de la zona, en ella se puede comparar la ubicación real de los objetos representados (islas y atolones).

de la época, de ahí de considerarlo como un documento testigo de paisajes o de contextos sociales que ya no existen y que son recuperables a través de los mapas.

1.2. El mapa topográfico

Cuando la superficie terrestre se describe a través de mapas topográficos, la visión cenital reduce el espacio tridimensional en un mundo plano bidimensional. Por otra parte, existe el problema de la proyección de una superficie esférica sobre un plano. De hecho, la Tierra no es un disco plano, como se le representaba en la época medieval (Fig. I.7).

En esta figura donde el dibujo del mar Mediterráneo, a pesar de ser un esquema es correcto en general, la zona descrita corresponde a la zona conocida de Europa, África y Asia. En la casi totalidad de los mapas de esta época, el Oriente y no el Norte, se encontraba *arriba*. Así se definió la noción de “orientación” y el verbo “orientar”, que quiere decir, tomar en cuenta la posición con respecto al Oriente.

La escala de los mapas puede crecer, tratando de acercarse a la realidad debido a la presencia de detalles cada vez más precisos. Pero la pregunta es ¿Es posible concebir el mapa perfecto? La respuesta a esta interrogante podría estar en un cuento de Jorge Luis Borges en donde pone como ejemplo la exigencia del ser humano y el rigor que debe tener la ciencia ¹, para ello usa como ejemplo los mapas. En este relato, un grupo de geógrafos después de tomar el poder intenta realizar un mapa de un imperio a escala 1:1. El autor concluye que el mapa será siempre más pequeño que el territorio, y en esta diferencia se esconde un error, que consiste en una falta o exceso de información.

Resulta interesante tratar de entender y analizar la relación que existe entre la realidad y la ficción, el objeto y su representación, esta última, asociada a sím-

¹ "Del rigor en la ciencia" cuento de la obra "Historia universal de la infamia" Jorge Luis Borges (1946):

“En aquel Imperio, el Arte de la Cartografía logró tal perfección que el mapa de una sola provincia ocupaba toda una ciudad, y el mapa del Imperio, toda una provincia. Con el tiempo, estos mapas desmesurados no satisficieron y los colegios de cartógrafos levantaron un mapa del Imperio, que tenía el tamaño del Imperio y coincidía puntualmente con él. Menos adictas al estudio de la cartografía, las generaciones siguientes entendieron que ese dilatado mapa era inútil y no sin impiedad lo entregaron a las inclemencias del sol y los inviernos. En los desiertos del Oeste perduran despedazadas ruinas del mapa, habitadas por animales y por mendigos; en todo el país no hay otra reliquia de las disciplinas geográficas”.

bolos abstractos y que cobra sentido con la imaginación de cada usuario de la cartografía. En el libro “El mapa y el territorio” el escritor francés M. Houellebecq (2010), trata este tema y, para ello, crea un personaje literario; un pintor que decide fotografiar y representar Francia toma en cuenta mapas de carreteras y llega a un nivel informativo que no corresponde de manera directa al territorio. En este sentido, los documentos elaborados por los Sistemas de Información Geográfica (SIG), tema que no se va a desarrollar en este libro, pueden proveer puntualmente niveles de información que no están directamente relacionados con el paisaje o el lugar donde se encuentra una persona; por ejemplo, distancia a escuelas, estaciones de metro, entre otros.



Figura I.7. Ilustración de un mapamundi (1417) del manuscrito de Pomponius Mela (Biblioteca municipal de Reims).

1.3. Representación del relieve a partir de los mapas topográficos

1.3.1. Generalidades

Todos los mapas topográficos contienen una serie de información que facilita su lectura y comprensión; estos elementos de información corresponden a las coordenadas, el tipo de proyección, la escala, la leyenda, el nombre y la clave del mapa. Además, están los elementos más importantes referentes al relieve terrestre: cotas altimétricas, curvas de nivel y red fluvial. Existen reglas de aceptación universal sobre la manera de expresar esta información, su posición en el mapa, así como el uso de colores, símbolos, letras, números, su tamaño y ubicación.

a) Coordenadas

El sistema universal de coordenadas geográficas divide al globo terrestre en líneas imaginarias conocidas como paralelos y meridianos. Los primeros se trazan a partir del ecuador y son paralelos al mismo -cero grados-, hacia los hemisferios norte y sur, culminan en cada uno de los polos a los 90°. Los meridianos se trazan de un polo a otro, se unen en ambos extremos y se separan con una distancia máxima en el ecuador. El valor extremo es de 360°, ya que se trata de un cuerpo esférico, pero la representación es de cero a 180°, con una división arbitraria en longitud este y oeste (Fig. I.8). Las coordenadas geográficas permiten situar cualquier punto de la superficie terrestre en el plano global y también dan la idea de dimensión. En el territorio mexicano, por ejemplo, la distancia entre dos meridianos con un grado de diferencia es de aproximadamente 110 kilómetros (Fig. I.9). Los valores

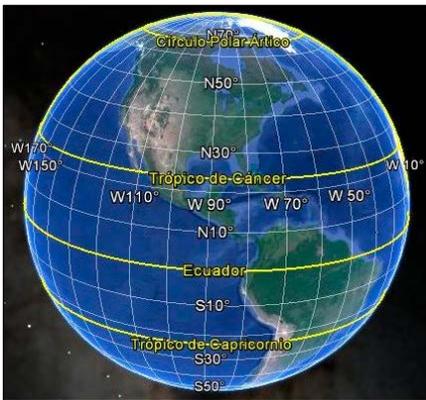


Figura I.8. Las coordenadas geográficas del globo terráqueo, Google Earth.

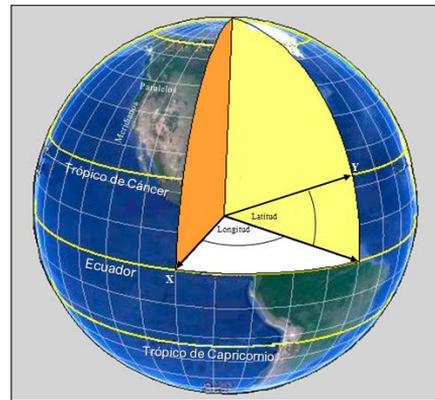


Figura I.9. Coordenadas y distancia entre dos meridianos.

numéricos se indican en las cuatro esquinas del mapa y se agregan otros complementarios en los márgenes de este.

b) Proyección

La representación ideal de la Tierra se hace únicamente en cuerpos esféricos, pero por necesidad, se proyecta en planos, lo cual tiene ventajas e inconvenientes. De los tipos de proyecciones que se han ideado, algunas son favorables para representar el planeta entero, otras para la zona ecuatorial o para los polos. Entre las más utilizadas está la cilíndrica y la cónica, mismas que consisten en convertir la esfera o una porción de esta, en un cilindro o un cono, y desplegar cada una para formar un rectángulo.

En México, se utiliza la *Proyección cónica conforme de Lambert* la cual aplica métodos matemáticos para corregir errores por deformación, debido a que la escala no es la misma en todo el mapa. A esta proyección se agrega otra cilíndrica, la *Proyección Universal de Mercator*, conocida como UTM por sus siglas en inglés (*Universal Transverse Mercator*); es de gran utilidad en el mundo, aunque tiene el inconveniente que no representa los polos; consiste en una red de líneas rectas, a diferencia de la de Lambert que usa curvas (Fig. I.10).

c) Escala

La escala de un mapa es la relación entre las dimensiones reales de una superficie u objeto representado de manera cartográfica, y las de la misma, reducida en el mapa. Se expresa por medio de un coeficiente, por ejemplo, 1:1,000,000, uno al millón o a la millonésima significa que un milímetro en el mapa equivale a un millón de milímetros en el terreno. Es la escala numérica, misma que forma parte de la leyenda del mapa, y se complementa con la escala gráfica, otro medio para representar lo mismo (Fig. I.11). La escala es el primer elemento que busca

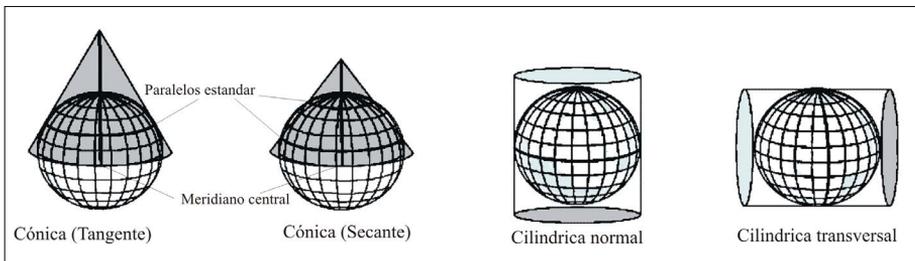


Figura I.10. Tipos de proyecciones: cónica y cilíndrica.

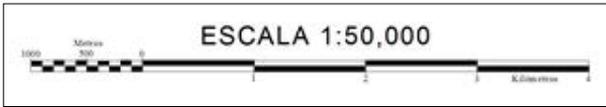


Figura I.11. Escala gráfica.

el lector, ya que de inmediato obtiene una idea de la magnitud de la superficie, parcial o total, en kilómetros cuadrados, distancias horizontales y otro tipo de información útil.

Una escala es más grande en la medida que se reduce el denominador, y a la inversa es menor. De manera convencional, la escala pequeña se considera de uno a diez millones; la escala media es de 1:500,000 a 1:100,000, y la grande, mayor a 1:100,000. Este criterio se usa en los Estados Unidos de América y no coincide necesariamente con las de otros países.

Es necesario que las escalas sean números fáciles de manipular, es decir, en miles o millones, con terminación en ceros. Aunque esto es obvio, hay países que no usan el sistema métrico decimal, de lo que resultan escalas incómodas.

El mapa de cada país tiene un tamaño estándar, entre 0.3 y 0.6 metros cuadrados, para su lectura y comprensión fácil y rápida. Pero existen variaciones, sobre todo en la escala utilizada, por ejemplo, China se representa en un mapa 1:10,000,000; México en 1:3 a 4 millones y Cuba a 1:2 millones.

Todo país posee cartografía en distintas escalas, lo cual es importante, primero, para observar en un mapa estándar la superficie completa del mismo; por ejemplo, para la República Mexicana las escalas al millón representan grandes provincias, como la península de Baja California o estados completos de la Federación. Las escalas 1:250,000 permiten reconocer parte de las grandes regiones y estados políticos completos de dimensiones menores, como Aguascalientes o Tlaxcala. En la escala 1:50,000 se aprecia con claridad una división municipal y grandes ciudades como México, Guadalajara, Monterrey, Puebla, Mérida o Tijuana. Mapas a 1:20,000 y 1:10,000 se han hecho para algunas ciudades, y de más detalle, 1:5,000 a 1:1,000, están dirigidos a estudios especiales: catastro, obras mineras, construcción de presas, etcétera. Los mapas de escalas muy grandes, 1:2,000 y más, se denominan planos y a diferencia de los mapas, no toman en cuenta la esfericidad de la Tierra.

Tratándose del estudio del relieve terrestre es necesario aplicar diversas escalas, con el fin de tener una visión total del planeta y a partir de ello, utilizar otras escalas (mayores). Este principio significa que un mismo objeto, la superficie terrestre, al representarlo gradualmente en distintas reducciones, no muestra los mismos elementos, estos serán diferentes en todos los casos, en particular el re-

lieve. Al utilizar una escala *más grande* o *más pequeña*, algunas formas terrestres desaparecen del mapa, pero surgen otras nuevas. Por esta razón no se puede hablar de escalas mejores o peores, cada una se complementa y su elección corresponde a los objetivos de investigación.

Puede pensarse que un gran territorio como la República Mexicana se observa mejor en un conjunto de hojas en escala grande, en mapas escala 1:50,000, pero para unirlos y observarlos sería necesario colocarlos sobre la cancha de un estadio.

d) Leyenda

Toda la información que contiene el mapa topográfico se presenta en un lenguaje cartográfico especial y universal a través de colores, *hachure*, líneas, símbolos, cifras, letras, etc. Cada uno de ellos se considera una abstracción de la realidad y su significado no da lugar a dudas, no obstante, su correcta interpretación de conjunto depende del conocimiento, experiencia e imaginación del intérprete. Con el fin de que el lector pueda comprender de manera rápida y fácil el contenido de este tipo de documentos, existe una breve explicación en el margen derecho del mapa, se conoce como leyenda (Fig. I.12).

En los mapas topográficos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), la leyenda está organizada por temas: poblaciones, vías terrestres, aeropuertos, líneas de conducción, minas, rasgos culturales, límites municipales y estatales, puntos geodésicos, representación del relieve, rasgos hidrográficos y áreas



Figura I.12. Fragmento de la leyenda de un mapa topográfico escala 1:50 000 del INEGI.

simbolizadas. Por cada uno de los temas mencionados existen 50 elementos, este tipo de información es detallada y estratégica, lo que hace valiosa la edición cartográfica a nivel mundial. Estos datos se consideran secretos en varios países, pero sucede que, desde hace muchos años, en la superficie terrestre no hay secretos o misterios, ya que todo es registrado de manera permanente por los satélites artificiales.

e) Nombre y clave

En el margen superior y al centro aparece el nombre del mapa, se asigna el de la población mayor representada o de un rasgo fisiográfico notable: lago, laguna, río, valle, sierra, etcétera. Si el mapa es parte de una serie de hojas que cubren un territorio, se indica por un lado el tema (topografía, geología, clima) y por otro, el nombre (Cuernavaca, Tijuana, etc.). Cuando se trata de mapas especiales para una zona determinada, el título indica tema y toponimia, por ejemplo, el “Mapa topográfico Sierra de Pachuca”, “Mapa Geológico del Estado de Tlaxcala”.

Los mapas que se elaboran en serie para cubrir un territorio determinado tienen una clave, la cual facilita su localización en un plano más amplio (Fig. I.13 y I.14).

f) Mapas topográficos mexicanos

En México la elaboración de mapas topográficos modernos tiene dos etapas principales. La primera, de 1950 a 1965 aproximadamente, la segunda a partir de 1970.

Los mapas de la primera etapa fueron elaborados por la Secretaría de la Defensa Nacional en cuatro escalas, para la más pequeña a 1:500,000, se necesitaron 45 hojas para cubrir la República Mexicana. La siguiente fue realizada a 1:250,000 para una porción de este país, lo mismo que la de 1:100,000, e incluso 1:25,000 para la Ciudad de México y zonas contiguas. Estos mapas, aunque se podían consultar en algunas bibliotecas y mapotecas públicas, no era un producto comercial, excepto los de escala 1:500,000. Este tipo de documentos no podía utilizarse de manera amplia en la enseñanza de la cartografía en instituciones de educación media y superior. A fines de los años sesenta las fotocopias se popularizaron y con ello, la cartografía de este tipo tuvo una mejor distribución.

En México, la actual Dirección General de Geografía (DGG) del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), en su origen en 1967 Comisión de Estudios del Territorio Nacional y Planeación (CETENAP), inició una nueva etapa en el desarrollo de la cartografía, con la edición de mapas topográficos 1:50 000 que cubrieron todo el país (más de 2200 hojas) durante un poco más de 20 años. Se hizo también un cubrimiento 1:250,000 (122 hojas), además, 8 hojas 1:1,000,000,



Figura I.13. Nombre y clave del mapa definidos por el INEGI.

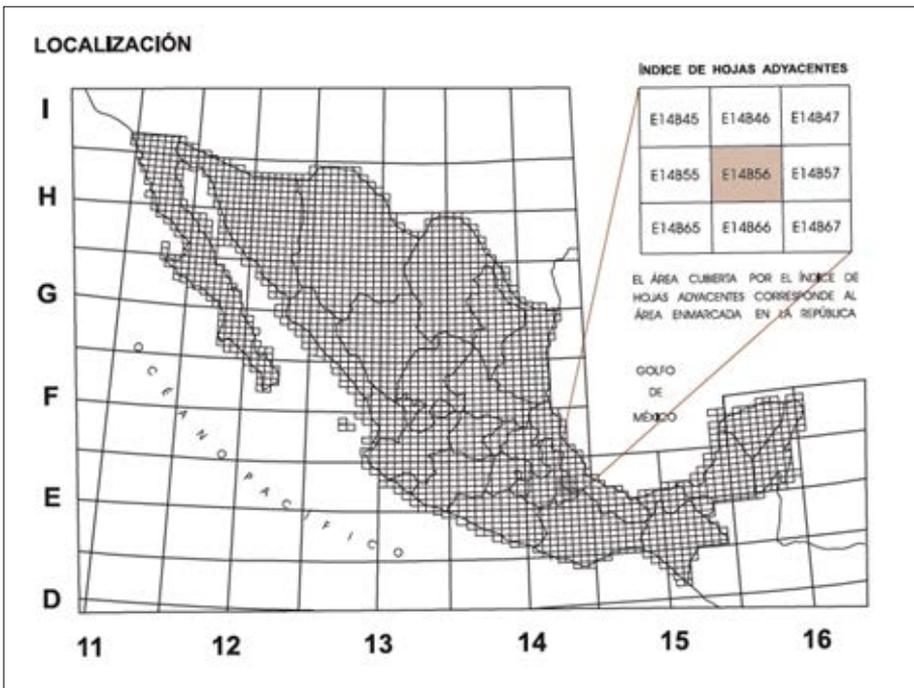


Figura I.14. Ejemplo del índice de cartas topográficas 1:50 000 del INEGI.

una hoja 1:4,000,000 y 1:5,000,000. También por primera vez se editaron 8 mapas batimétricos 1:1,000,000. Desde 1996, en lo que ha sido un paso importante, la topografía se encuentra en sistema digital como un producto más.

A partir de la década de los años noventa, los mapas topográficos 1:50 000 se imprimen con tonos y dibujo de las curvas de nivel, de manera distinta a años anteriores, lo que representa una mayor calidad por la expresión del relieve terrestre (Fig. I.15).

Esta nueva cartografía se apoyó en instrumentos de precisión modernos en la época, lo que permitió una mejor calidad. Pero la ventaja más grande fue que los mapas estuvieron a disposición del público y a bajo costo. Esto favoreció de manera notable los estudios geográficos, geológicos, geotécnicos y muchos más, porque se trata del material de apoyo donde se delimita una zona a estudiar, se obtiene parte de la información necesaria y se vacían los resultados del estudio.

1.3.2. Representación cartográfica del relieve

Existen diferentes elementos del relieve que es posible extraer de un mapa topográfico: líneas estructurales, curvas de nivel y sus *normales*, puntos acotados, etc.

a) Líneas estructurales

Las líneas estructurales representan el *esqueleto* de la superficie terrestre y de esta manera es posible estudiar cómo se arreglan y se distribuyen los rasgos morfo-

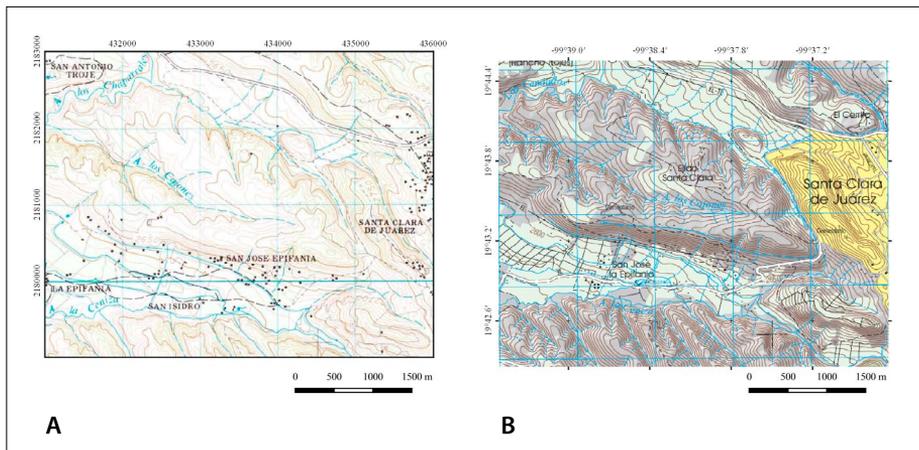


Figura I.15. Detalle del mapa topográfico Villa del Carbón (E14A28), editados por INEGI en años distintos: A) 1973; B) 2014.

lógicos del paisaje. Existen dos tipos esenciales de líneas, las que corresponden a formas convexas y las que corresponden a formas cóncavas. A veces, esta representación simplificada puede ser suficiente para el lector del documento resultante (Fig. I.16).

De hecho, las estructuras que provienen de formas convexas, también llamadas estructuras positivas, corresponden a los parteaguas que dividen la zona observada en diferentes cuencas. Considerando los agentes modeladores del relieve, las divisorias son regiones donde se expresa la erosión e incluso la edad del relieve (relativa).

En lo que concierne la edad relativa del relieve, hay que mencionar que las cimas son el último sector del relieve en ser afectado por la erosión, pero cuando sucede, el parteaguas retrocede y pierde su trazo rectilíneo para adoptar uno sinuoso (en planta), al mismo tiempo en las laderas y terrenos bajos adyacentes, tienen desarrollo redes fluviales densas y bien integradas que definen configuraciones dendríticas.

Por otro lado, el proceso de integración de cauces es muy lenta, se logra en intervalos de tiempo en donde la dinámica que predomina es la erosiva, por tal razón, los terrenos que soportan drenajes dendríticos tienen más tiempo de exposición a los procesos de denudación (fluvio-gravitacionales) y por tanto una mayor edad relativa. Este aspecto es parte de un análisis más completo, que incluye la litología, la existencia de estructuras disyuntivas, el tipo de clima, entre otros aspectos.

Por otra parte, las formas cóncavas son superficies colectoras, representan el sector más deprimido de los valles y su análisis permite deducir características litológicas, tectónicas y dinámicas (procesos de modelado) de la región de interés.

En algunos casos los valles son amplios y con morfología subhorizontal, este relieve recibe el nombre de llanura aluvial y su desarrollo está vinculado con la cercanía del nivel base. En este tipo de superficies predomina la sedimentación sobre la erosión, lo que permite analizar los depósitos (origen de detritos, textura, acomodo y distribución), con el fin de reconocer secuencias estratigráficas asociadas a crecidas.

b) Las normales

En el siglo XIX el relieve se representó con líneas dibujadas a favor de la pendiente, de trazo recto o ligeramente curvo y equidistante, se hacían entre curvas de nivel y se conocían como las normales o trazos normales. Una vez terminado el proceso, las cotas eran eliminadas y se obtenía la morfología del terreno (Fig. I.17A). Existen normales de pendiente y de sombra, cada una con metas diferentes. En

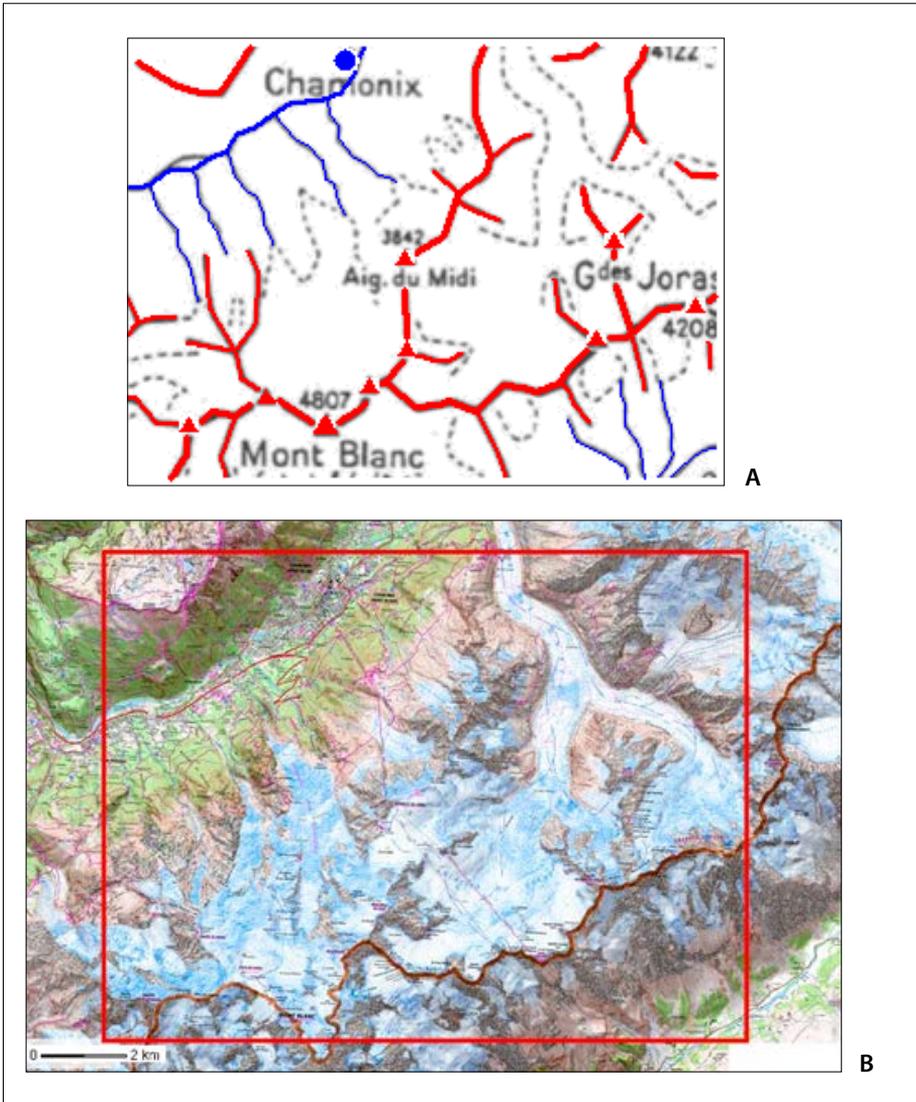


Figura I.16A. Esquema de las líneas estructurales de la región del Mont Blanc, Francia: en rojo, parteaguas y simas; en línea punteada, el límite nival y en azul, los ríos trazado por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía (2008). I.16B. Posición de la figura anterior sobre el mapa de la región del Mont Blanc, Francia. Fuente: Institut National de l'Information Géographique et Forestière (2018).

el caso de las primeras el espesor de la línea depende del valor de la pendiente, en la siguiente en relación: 5°, 10°, 20° y 30°, de esta manera se intenta dar una información cuantitativa (Fig. I.17B).

Por otro lado, las normales de sombra aparecen en Francia ², se llaman “*hachures*” y buscan una representación cualitativa del relieve sin dar ninguna información cuantitativa. Es la visión cenital del relieve iluminado por una luz oblicua. El espesor de las normales depende de la cantidad de luz recibida (Fig. I.17C).

Como lo muestra el ejemplo de la figura I.18, el uso de las normales de sombra mejora la percepción del relieve de la zona de interés.

Existen numerosos ejemplos del empleo de los *hachures* en la elaboración de mapas topográficos en México, un ejemplo de ello se encuentra en el Atlas

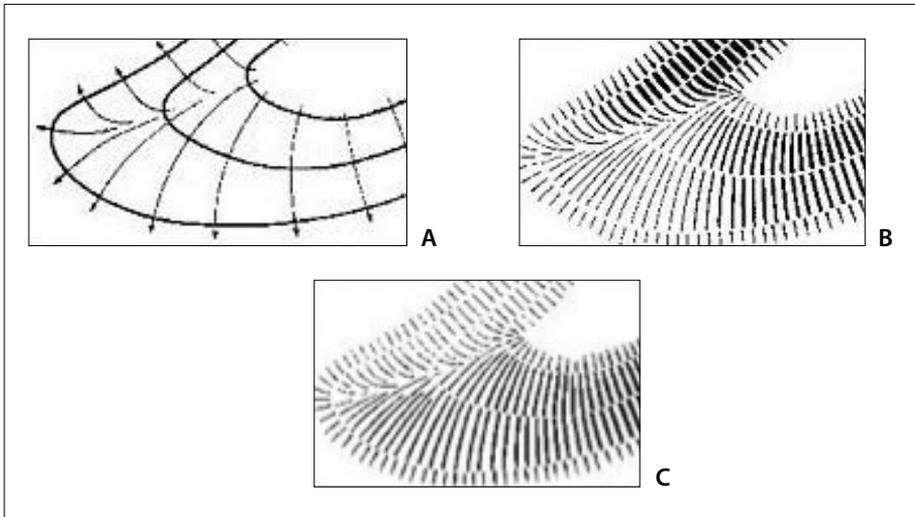


Figura I.17. Generación y tipos de normales: A. Dibujo de las normales a partir de las curvas de nivel; B. Normales de pendiente y C. Normales de sombra (en Representación del relieve (2008), Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía. Geodesia y Cartografía. Madrid pdi.topografia.upm.es/jjarranz/).

² En 1875, los mapas a escala 1:80 000 cubrieron totalmente la zona metropolitana de Francia. Se necesitó más de 50 años para realizar 273 mapas topográficos. Después de la Segunda Guerra Mundial, en numerosas regiones de Francia existían solamente mapas topográficos de *hachures* con una escala de 1:80,000. La cobertura general del país se realizó durante el segundo imperio. Los ingenieros de las tropas francesas en México en los años 1864-1867, importaron esta técnica que se utilizó hasta los años 1910.

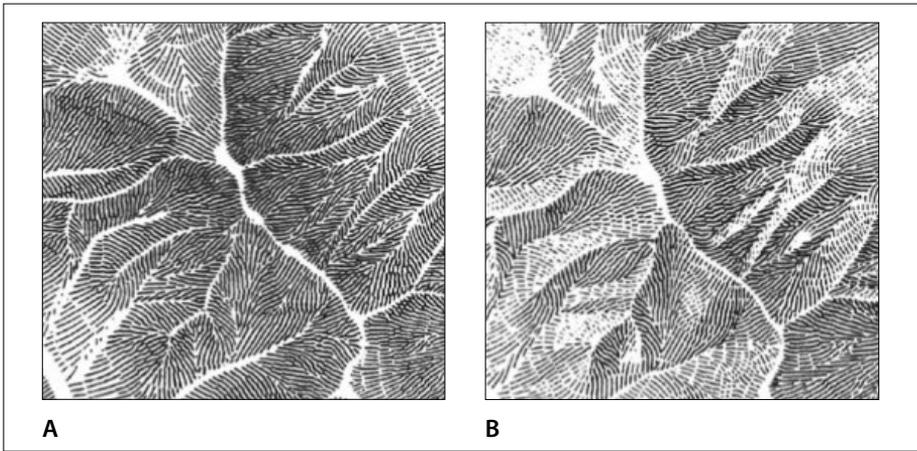


Figura I.18. Ejemplo de uso de las normales: A. De pendiente; B. De sombra. Las representaciones fueron realizadas por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía (2008). Madrid pdi.topografia.upm.es/jjarranz/).

de México realizado por García Cubas en 1857 (Fig. I.19) y numerosas variantes se exponen en el Museo de la Cartografía de la Ciudad de México, todas ellas realizadas en 1910 representan la región del Istmo de Tehuantepec y se vinculan con la traza del ferrocarril en ese sector del país.

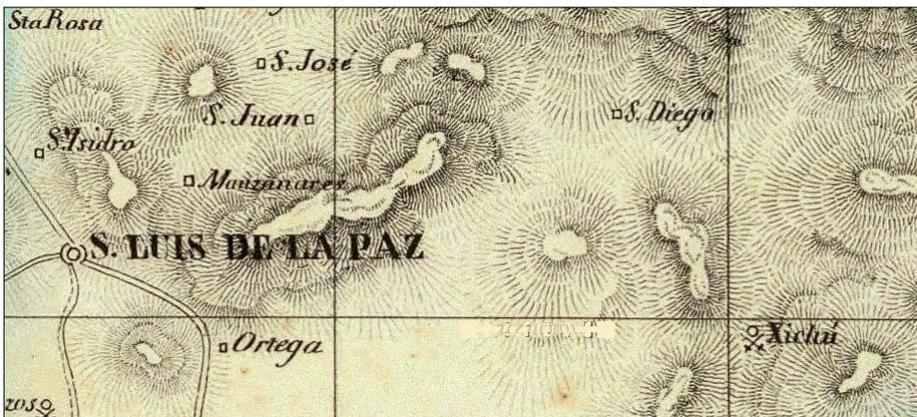


Figura I.19. Fragmento del mapa de la región de San Luis de la Paz (Sierra Gorda), en: García Cubas (1857).

c) Cotas altimétricas

Una cota altimétrica corresponde a un valor ortogonal de altitud, por lo que concierne a los estudios de geomorfología no es posible utilizarlos en forma directa para ello se requiere integrarlos en otros sistemas. En el caso particular de las curvas de nivel cerradas (Fig. I.20), la presencia de un punto acotado permite definir si dicha zona corresponde a un relieve positivo o negativo. La ausencia de un punto acotado dentro de la curva cerrada significa la presencia de una meseta (zona horizontal totalmente plana).

d) Curvas de nivel

La curva de nivel es una línea imaginaria que une los puntos de la superficie terrestre con la misma altitud (Fig. I.21). En el caso de los datos vectoriales, dicha línea hipsométrica une los vértices registrados. La ventaja de usar curvas de nivel reside en una representación cuantitativa del terreno y un usuario experimentado puede extraer información precisa de dichas curvas.

Las curvas de nivel se obtienen mediante métodos de topografía clásica o mediante una restitución fotogramétrica. En el primer caso, se requiere recurrir a un importante número de puntos acotados de altitud conocida. En el segundo caso, las curvas de nivel se obtienen directamente a partir del modelo o bloque 3D

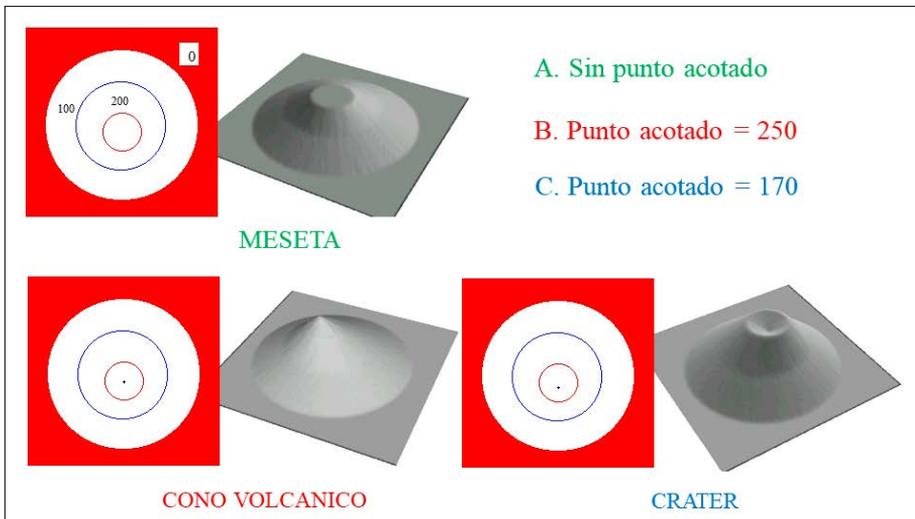


Figura I.20. Puntos acotados y curvas cerradas.

del estudio. Hay que mencionar que entre más pequeña es la separación se obtiene mayor precisión, pero pueden enmascarse algunos detalles (Tabla. I.1).

e) Curvas intercaladas y roquedo

Eventualmente, en las zonas planas como las planicies costeras es necesario intercalar entre las curvas de nivel otras suplementarias, por ejemplo (ver flecha de la figura I.22A), una curva a 10 m, en un conjunto donde las equidistancias son de 20 metros. De esta manera, se obtiene una información más detallada en dichas zonas.

Por el contrario, en las regiones con laderas de fuerte inclinación no es posible dibujar curvas secundarias cada 20 metros; por ejemplo, entre las curvas maestras con intervalo de 100 metros, en este caso, se invoca la noción de roquedo.

El roquedo es el dibujo sintetizado y estético de las superficies de mayor pendiente, cuando no es posible utilizar las curvas de nivel secundarias de forma legible, por ejemplo, escarpes, vertientes de montaña y laderas de valles profundos entre otros. El propósito de este trazo es facilitar la lectura del relieve sin que se omita información que podría resultar valiosa. En la representación cartográfica de dichas zonas, existen dos opciones: o bien, se omiten las curvas secundarias y solo se dibujan las curvas maestras (Fig. I.23A), o dentro del dibujo sintetizado, se interrumpe el trazo de las curvas secundarias y las curvas maestras se sobrepone en color negro sobre el roquedo (Fig. I.23B).

I.4. Representación del relieve a partir de los modelos digitales de elevación (MDE)

Antes de la década de 1990, los mapas topográficos eran la principal fuente de información sobre la superficie terrestre; en estos documentos se interpretaba visualmente los elementos del relieve, como la red de drenaje, cabeceras fluviales, escarpes, divisorias de agua, la configuración del drenaje, la génesis-morfología y fondo de los valles, entre otros rasgos. Después y bajo un criterio de discretización espacial se calculaban distintas variables como: inclinación del terreno, densidad y profundidad de disección, frecuencia de cabeceras, etc. (Vakhtin, 1930, Weinberg, 1934, Horton, 1945, Strahler, 1957; Clarke, 1966; Gardiner y Park, 1978; Stepanov *et al.*, 1984; Lugo-Hubp, 1988; Gregory y Goudie, 2011), lo que dio paso al estudio cuantitativo de la Geomorfología (Pike, 2000).

A mediados de la década de 1950, los métodos fotogramétricos se aplicaron al estudio del relieve; el almacenamiento digital de datos (x, y, z) permitió definir y generar Modelos Digitales de Elevación (MDE), utilizados para la construcción de carreteras, vías de ferrocarril o en la elaboración e impresión de mapas (Rosenberg, 1955; Spooner *et al.*, 1957; Miller y Laflamme, 1958; Konovalov, 1960;

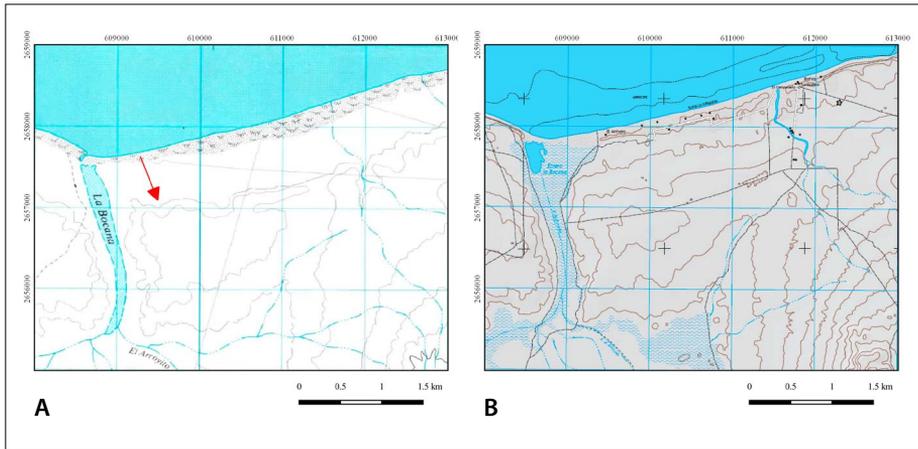


Figura I.22. Curvas de nivel y suplementarias (1:50 000) en el mapa topográfico El Sargento, Baja California (G12D84): A. Edición 1983 (INEGI), equidistancia de 20 m y cotas suplementarias de 10 msnm (ver flecha roja); B. Edición 2016 (INEGI), equidistancias de 10 m.

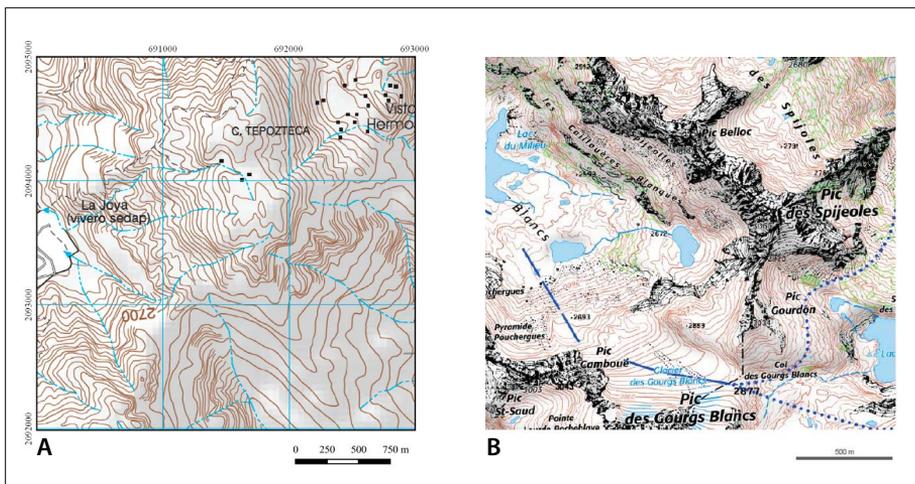


Figura I.23. Representación topográfica de relieves montañosos: A. Interrupción de curvas de nivel en la carta Orizaba (E14B56; 1:50 000. INEGI, año); B. Uso de roquedo en las Montañas de Spijeoles (geoportail.guv.fr/carte).

Lyubkov y Martynenko, 1963). Posteriormente, los avances en las ciencias de la computación y los métodos geofísicos favorecieron la transición de los estudios morfométricos a la modelación digital del terreno en distintas disciplinas y escalas (Young, 1978; Evans, 1979; Zevenbergen y Thorne, 1987; Jenson y Domingue, 1988; Martz y de Jong, 1988).

A partir de 1990, el uso de las computadoras personales fomentó el uso masivo de métodos digitales para la extracción, cálculo y análisis del relieve; el avance tecnológico continuo su desarrollo y dio paso a nuevas propuestas de análisis; los MDE de mayor detalle se generaron a partir de datos satelitales, así como por técnicas de percepción remota como LiDAR en distintas plataformas, el uso de volantes, globos aerostáticos y drones (Ries y Marzloff, 2003; Sallee y Meier 2010; Watts *et al.*, 2012; James y Robson 2012; Sampson *et al.*, 2012; Fonstad *et al.*, 2013; Hugenholtz *et al.*, 2013). El acceso público de estos datos ha generado la posibilidad de análisis del relieve vía internet; la generación de MDE se realiza también por medio de la combinación de técnicas fotogramétricas y cámaras de alta resolución como las de un teléfono móvil (James y Robson 2012; Micheletti *et al.*, 2014; Nouwakpo *et al.*, 2015); otros sensores como Kinect ofrecen la recolección de datos en estudios de mayor escala y a un menor costo (Sasaki *et al.*, 2013; Moreno-Chávez *et al.*, 2014; Yue *et al.*, 2014; Nasir *et al.*, 2016).

En las últimas décadas, el nivel de detalle del conocimiento tridimensional, multitemporal e hiperespectral de la superficie terrestre no se limita a ésta, incluye en la misma, el espacio construido por el hombre. Por lo tanto, la modelación del terreno exige niveles de análisis de mayor resolución, la cuantificación de los balances de masa y energía de la superficie terrestre son posibles con datos de mayor resolución espacial y temporal (Bishop *et al.*, 2015; Passalacqua *et al.*, 2015; Tarboton *et al.*, 2015), la detección automática de estructuras, la aplicación del aprendizaje de máquinas o machine learning, el estudio detallado de los cambios y la fusión de distintos datos para las demandas de investigación y mercado (Gleason e Im, 2012; Weiss *et al.*, 2010; Kelling *et al.*, 2009). Entramos en la década en la que el conocimiento del espacio en varias dimensiones se convierte en un importante insumo y motor de la actividad científica, económica y de las nuevas demandas de las sociedades del conocimiento (Naisbitt, 1982; Kitchin, 2014; UN-GGIM, 2015).

En los siguientes capítulos se tratará en detalle la generación de los Modelos Digitales de Elevación y sus aplicaciones para estudiar el relieve de la República Mexicana.

Capítulo 2. Generación de modelos digitales de elevación

El Modelo Digital de Elevación (MDE) es una representación matemática de la superficie terrestre (Julien, 1994); este espacio es una función bidimensional discreta. Actualmente, la información altitudinal de alta resolución se obtiene con distintas plataformas móviles o estáticas utilizando técnicas como LiDAR (Light Detection and Ranging), SAR (Synthetic Aperture Radar), InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), SoNAR (SOund Navigation And Ranging), Structure from Motion, etc. (Passalacqua *et al.*, 2015). El análisis de los elementos de la superficie terrestre se realizan directamente sobre los datos vectoriales (Axelsson, 1999) o bien, a través de la interpolación de los datos altitudinales para generar una superficie continua (Burrough, 1986), por métodos tales como el *krigging* o krigeado (Matheron, 1969), la interpolación polinomial como los *splines* de lámina delgada (Duchon, 1976; Franke, 1982; Dubrule, 1984; Mitsova y Hofierka 1993; Mitsova y Mitsova 1993; Julien, 1994), la dilatación de curvas considerando la morfología matemática (Taud *et al.*, 1999) o la interpolación multidireccional por capas de altitud (Parrot, 1993). En el caso de los modelos digitales de tipo *raster*, se utilizan principalmente dos tipos de malla para estimar los valores de altitud: las mallas irregulares y las mallas regulares que se basan especialmente en cuadrados (Florinsky, 2012); las mallas cuadradas presentan una mayor precisión que los modelos TIN (*Triangular Irregular Net*) (Kumler, 1994).

En esta sección se describen los tipos de datos utilizados para la generación de los MDE para el estudio del relieve de la República Mexicana, así como la metodología aplicada con el conjunto de programas y software desarrollados por uno de los coautores³. Los programas realizados durante más de diez años han sido, en gran medida, inspirados en las características encontradas en los datos del relieve de la República Mexicana, y como bien han mencionado nuestros colegas

³ Los módulos ejecutables de tipo MS-DOS utilizados en este libro y su modo de empleo se encuentran en el anexo I; los softwares desarrollados por J.-F. Parrot pueden descargarse en www.jfparrot.com y en otros sitios.

del INEGI, por haber “entrado en las tripas de dichos datos”. El espíritu detrás de todos los desarrollos informáticos corresponde al dicho francés: “es mejor ser el dueño de su bicicleta que depender del auto del vecino” y añadiendo una verdad mexicana en el contexto político actual diríamos, “porque incluso los futuros autos de tu vecino pueden dejar de ser fabricados en tu país”.

II.1. El modelo digital de elevación

Un Modelo Digital de Elevación (MDE) es la representación bidimensional de un espacio tridimensional (Peet y Sahota, 1985) definido por la función $z = f(x, y)$. Si bien el MDE no permite hacer una descripción completa de dicho espacio tridimensional, su extracción es rápida al igual que los parámetros derivados de dichas superficies, por ejemplo, la sombra, la sombra proyectada, la hipsometría, la pendiente; además, es posible fusionar con otras fuentes de información.

II.2. Tipos de datos

Los tipos de datos utilizados para la generación de los Modelos Digitales de Elevación provienen de curvas de nivel y/o de datos tipo LiDAR⁴ proporcionados por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2013a y 2013b). A continuación, se detallan los tipos de datos.

II.2.1. Curvas de nivel y puntos acotados (datos vectoriales)

Los datos vectoriales de altitud expresados como líneas o polígonos consisten en arreglos de información de las coordenadas x , y , z . Los elementos están asociados entre sí y se puede acceder a ellos a través de un valor entero (*integer*) no negativo llamado índice.

Dentro de los diferentes tipos de formatos más o menos herméticos que registran datos vectoriales, el formato *dxft* tiene la ventaja de tener una estructura transparente que permite buscar en el archivo, los elementos que corresponden específicamente a los datos que se utilizan para generar un MDE. Por esta razón, esta sección se enfoca en la descripción detallada de la parte que corresponde a los datos vectoriales de altitud. Existen diversos softwares que aseguran la trans-

⁴ En un capítulo del libro “Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea”, Peralta-Higuera y Ramírez-Beltrán (2016) (En: Moncada-Maya y López-López, 2016) proponen escribir *lídár* en vez de *LiDAR* (página 342). Pero, ya que no existe un consenso sobre el uso de *LiDAR* o *Lídár*, en este libro se utilizan ambas palabras de manera indistinta.

formación de diferentes tipos de datos vectoriales en archivos de tipo *dxf*; por ejemplo, el software ENVI permite transformar archivos *shape* en archivos *dxf*. En el formato *dxf* cada índice corresponde a una etiqueta o identificador de un grupo de información (sección) con características dadas. La primera sección del archivo *dxf* se llama HEADER y contiene datos que corresponden a los valores mínimos de las coordenadas UTM y de altitud y datos que indican cuales son los valores máximos de las mismas. Por su parte, los datos vectoriales en formato *dxf* de las curvas de nivel producidas por el INEGI (2013a) se codifican dentro de la sección de entidades (ENTITIES) en la rúbrica POLYLINE o LWPOLYLINE en función del tipo de registro. Cada una de estas entidades corresponde a una curva de nivel de altitud (z), y contiene la serie de vértices que la componen, las coordenadas UTM y la altitud (z), en metros. En el caso de la estructura de tipo POLYLINE, el valor de altitud (z) se repite para cada uno de los vértices sucesivos que definen la curva de nivel. Cuando se trata de una estructura LWPOLYLINE, el valor de la altitud aparece al inicio de la rúbrica y los vértices que constituyen la curva de nivel tienen solamente información sobre las coordenadas (x, y).

Dado que es una representación discreta de los valores altitudinales del relieve, se requiere generar una superficie continua con base en la interpolación de dichos valores. La transferencia de estos datos al mundo *raster* consiste en la asignación de las coordenadas a una malla regular de tamaño determinado, en la que a cada elemento de la imagen se le asigna un valor de altitud z (Raper, 1989). A diferencia de un modelo TIN en donde los mismos valores de coordenadas x, y , pueden corresponder a varios valores de z , un modelo raster corresponde a una representación de un espacio tridimensional sobre una superficie bidimensional (Peet y Sahota, 1985) y z es una función de x, y ; en otras palabras, $z = f(x, y)$.

Se desarrollaron diferentes algoritmos, cada uno consignado en un módulo ejecutable, para asegurar: 1) la manipulación de los archivos *dxf* (suma de archivos de mismo tipo, suma de archivos de diferentes tipos [curvas de nivel y cuerpos de agua], extracción de una zona en estudio; ver tabla II.1.A). 2) la definición de un archivo vectorial más denso que el archivo *dxf* de donde proviene (Tabla II.1.B); este archivo tiene la extensión *jfp*. 3) la transformación de los datos vectoriales en imágenes raster de las curvas de nivel tipo que sirven de base para la creación de los MDE (Tabla II.1.C). 4) el mejoramiento de las curvas de nivel. 5) la interpolación.

Este panel de módulos disponibles en el Anexo II se desarrollaron en el lenguaje de programación C++ y permiten al usuario definir su propia estrategia para generar un MDE.

Tabla II.1. Lista de los módulos ejecutables utilizados para generar un MDE.

Programa	Nombre	Autores	Función
A. Manipulación de los datos dxf			
	Sum_cn_ha_dxf	Parrot (2006e)	Suma de los archivos cn_dxf (curvas de nivel) y ha_dxf (cuerpos de agua) y generación de un archivo único (cn_ha_dxf).
	Sum_dxf_v2	Parrot (2005c)	Suma de varios archivos dxf.
B. Creación y manipulación de los datos jfp			
	Sum_jfp	Parrot (2012f)	Suma de varios archivos de tipo jfp.
	Transf_dif_dxf_jfp	Parrot (2014e)	Transformación de archivos dxf de diferentes tipos (Polyline, Lwpolyline, etc.) en un archivo jfp.
	Transf_ha_dxf_jfp	Parrot (2012g)	Transformación de archivos ha_dxf en un archivo jfp.
C. Transformación de datos vectoriales en imágenes raster			
	Transf_dxf_v2	Parrot (2005d)	Transformación de un archivo dxf en una imagen en tonos de gris de las curvas de nivel y creación de una tabla de correspondencia tonos de gris / altitud.
	Transf_jfp_extract	Parrot (2012h)	Transformación de un archivo jfp en una imagen en tonos de gris de las curvas de nivel y creación de una tabla de correspondencia tonos de gris / altitud.

Programa	Nombre	Autores	Función
D. Manipulación de las curvas de nivel en la imagen raster			
	Hiatus	Parrot (2012b)	Eliminación de los hiatus en las curvas de nivel
	Net_curv_final	Parrot (2004a)	Ebarbulación de las curvas de nivel para eliminar defectos locales.
	Net_curve2	Parrot (2003d)	Eliminación de píxeles de esquina en las curvas de nivel (para evitar el sobrepeso de los valores de altitud).
E. Interpolaciones			
	Brod5_mx	Parrot (2003a y 2017, nueva versión)	Lectura de la imagen de las curvas de nivel y de una tabla de correspondencia de los tonos de gris / altitud para la generación de una imagen de 4 octetos de las curvas con valores de altitud (m, dm, cm o mm).
	Crear_tabla	Parrot y Ramírez-Núñez (2012a)	Generación de una tabla de correspondencia de tonos de gris / altitud con escala hipsométrica en m, dm, cm o mm.
	Dilat_curves	Parrot y Taud (1997 y 2017, nueva versión,)	Generación de un Modelo Digital de Elevación (MDE de 8 octetos) por el método de dilatación de curvas.
	Newmiel_v2	Parrot (Miel, 1993 y 2012c, nueva versión)	Generación de un Modelo Digital de Elevación (MDE de 8 octetos) por interpolación multidireccional dentro de las capas de altitud sucesivas.

a) Archivos dxf (Tabla II.1A)

Como esto se explica en detalle en el “Manual del usuario de los algoritmos mencionados en el libro”, el INEGI produce diferentes archivos de datos vectoriales. Dos de ellos se usan para generar los MDE. El primero corresponde a las curvas de nivel y tiene la extensión **cn**; el segundo tiene la extensión **ha** y se relaciona con todo tipo de cuerpo de agua. En este caso, las líneas que corresponden a los límites de los cuerpos de agua perennes toman en cuenta la línea de costa. El código es igual a HA_6292, pero en las versiones más recientes, este código se escribe con minúsculas.

Se necesita aclarar que en los archivos **cn.dxf** del INEGI no se encuentra la curva de nivel que corresponde al nivel del mar. Cuando la zona en estudio alcanza este nivel, se necesita utilizar los archivos **ha.dxf** (cuerpos de agua) porque el INEGI considera el mar como un cuerpo de agua; por esta razón, se debe extraer, en el archivo vectorial con extensión **ha.dxf**, los polígonos que describen los cuerpos de agua, entre otros, los que tienen según la versión de AutoCAD, el código **ha_6292** o bien **HA_6292** y que corresponden al perímetro de la superficie del mar. El módulo ejecutable **Sum_cn_ha_dxf** asegura la transformación de este polígono en una curva de nivel con valor de altitud cero, la cual se suma al conjunto de curvas provenientes del archivo **cn.dxf**, creando un archivo con extensión **cn_ha.dxf**.

Por otro lado, el programa **Sum_dxf_v2** realiza la suma de los archivos *dxf* que cubren la zona en estudio.

b) Archivos jfp (Tabla II.1.B)

Se definió un formato vectorial específico, el formato *jfp* para facilitar la manipulación de los datos vectoriales. El paso por el formato *jfp* dependerá del tipo de encabezado del archivo *dxf*. La ventaja de este formato es la simplificación del archivo y una estructura económica de la información (Tabla II.2).

Dos módulos aseguran la transformación de los archivos *dxf* en archivos *jfp*: el módulo **Transf_dif_dxf_jfp** toma en cuenta archivos **cn_dxf** de tipo Polyline y archivos *dxf* de diferentes tipos (POLYLINE, LWPOLYLINE, etc.). Por su parte, el programa **Transf_ha_dxf_jfp** transforma archivos **ha_dxf** en archivos *jfp*. Finalmente, el módulo **Sum_jfp** suma archivos de tipo *jfp*.

c) Transformación de datos vectoriales en imágenes raster

Los datos vectoriales de formato *dxf* o *jfp* se convierten en imágenes de tonos de gris (formato *raster*) utilizando respectivamente el programa **Transf_dxf_v2** o bien el programa **Transf_jfp_extract**. Los dos módulos ejecutables permiten

Tabla II.2. Estructura del formato vectorial jfp.

4	744479.445228	2158328.749535	Código 4	coordenadas mínimas de x, y
5	779931.518413	2185499.301684	Código 5	coordenadas máximas de x, y
6	20.000000	1940.000000	Código 6	valor mín. y máx. de z en el archivo
7	0.000000	900.000000	Código 7	altura de la curva (2º valor float)
1	746788.010978	2185531.234340	Código 1	primer vértice de la curva de nivel
0	746744.999398	2185515.000324	Código 0	vértices sucesivos de la curva
0	746714.999439	2185487.999888		
0	746672.000135	2185479.000826		
0	746660.999569	21854.65.999226		
0	746634.000611	2185416.999522		
0	746607.999851	2185411.000379		
0	746545.000004	2185405.000450		
0	746499.999587	2185423.000638		
0	746465.999221	2185420.000211		
0	746418.999873	2185430.000505		
0	746409.999466	2185426.999510		
0	746371.999316	2185432.999757		
0	746308.000758	2185449.000616		
0	746295.999520	2185457.999200		
0	746269.000255	2185466.999373		
7	0.000000	640.000000	Código 7	nueva curva de nivel de altura z
1	766318.000277	2183476.999608		
0	766262.999878	2183433.000841		
0	766229.999656	2183432.000505		

definir el tamaño del píxel de la imagen resultante, pero el segundo módulo también tiene la ventaja de seleccionar una zona dentro del archivo de entrada. El resultado del tratamiento es una imagen de 8 bits de las curvas de nivel en tonos de gris, un archivo descriptivo (líneas, columnas, número de byte, dinámica, tamaño del píxel) y una tabla de correspondencia entre un valor de tono de gris y su altura en metros.

d) Manipulación de las curvas de nivel en la imagen raster

Una vez generada la imagen *raster* de las curvas de nivel en tono de gris, es posible realizar en pantalla un control de la calidad del resultado. Entre otros, ver si faltan píxeles, si se necesita añadir información dentro de las curvas cerradas, o eliminar píxeles de esquina que generan curvas de camino 4 que se traducen por una sobreestimación del peso de los valores de altura. Tres algoritmos tratan de resolver automáticamente dos de estos puntos. El programa **Hiatus** junta los píxeles que pertenecen a una curva de nivel si la distancia entre los extremos no sobrepasa una distancia definida en píxeles. El programa **Net_curve2** transforma elementos

de curvas de nivel para que presenten un camino de tipo 8. Eventualmente, es posible *ebarbular*⁵ las extensiones anormales con el algoritmo **Net_curv_final**, pero este tratamiento puede eliminar totalmente curvas de nivel si falta un píxel en la curva, por lo que se debe asegurar su aplicación cuidadosamente.

e) Interpolaciones

Ya que la generación de imágenes de las curvas de nivel se acompaña por una tabla de correspondencia tonos de gris / altitud que está solamente en metros, existe la posibilidad, en este paso, de construir una tabla de correspondencia en decímetros, centímetros o milímetros para generar un MDE con estas escalas hipsométricas (Programa **Crear_tabla**).

La imagen de curvas de nivel checadas y eventualmente corregidas, así como la tabla de correspondencia entre tono de gris y altitud se utilizan para la generación de la imagen de las curvas de nivel con sus valores reales de altitud sobre un fondo neutro (imagen de 32 bits). A partir de este archivo se pueden aplicar las interpolaciones de tipo dilatación de curvas (Taud *et al.*, 1999) e interpolación multidireccional (Parrot, 1993). Los módulos ejecutables respectivos son **Dilat_curves** y **Newmiel** (**Newmiel_v2**, en su versión más reciente). El MDE resultante se suaviza con la aplicación de un filtro de tipo β -*spline*.

Los procedimientos descritos (Tabla II.1) también se realizan con el software **DEMONIO** (Fig. II.1) que agrupa en un ambiente Windows la mayor parte de los módulos ejecutables anteriores desarrollados utilizando el lenguaje informático C++ (Parrot, 2016a).

II.2.2. Nubes de punto

Las nubes de punto corresponden a un conjunto de retornos georreferenciados que se obtienen a partir de un barrido con un láser montado en una plataforma, en este caso aérea. Este tipo de información tridimensional de la superficie terrestre, en el caso de la República Mexicana, se encuentra disponible para algunas zonas del país. Las nubes de punto en formato *xyz* se cambiaron al formato *raster* (*raw*) considerando una segmentación de los retornos para obtener el Modelo Digital de Terreno (MDT) con el programa **Transf_ascii_xyz_dem_lidar_v2**.

De manera general, los filtros definen las elevaciones mínimas y máximas para precisar la escala de altitud (Zhang *et al.*, 2003; Zhang y Whitman, 2005).

⁵ Las ramas secundarias que no existen en la curva principal se denominan “*barbules*” o púas, “ebarbular” implica eliminar dichos segmentos por iteración sucesiva (Pettier y Camillerapp, 1993).

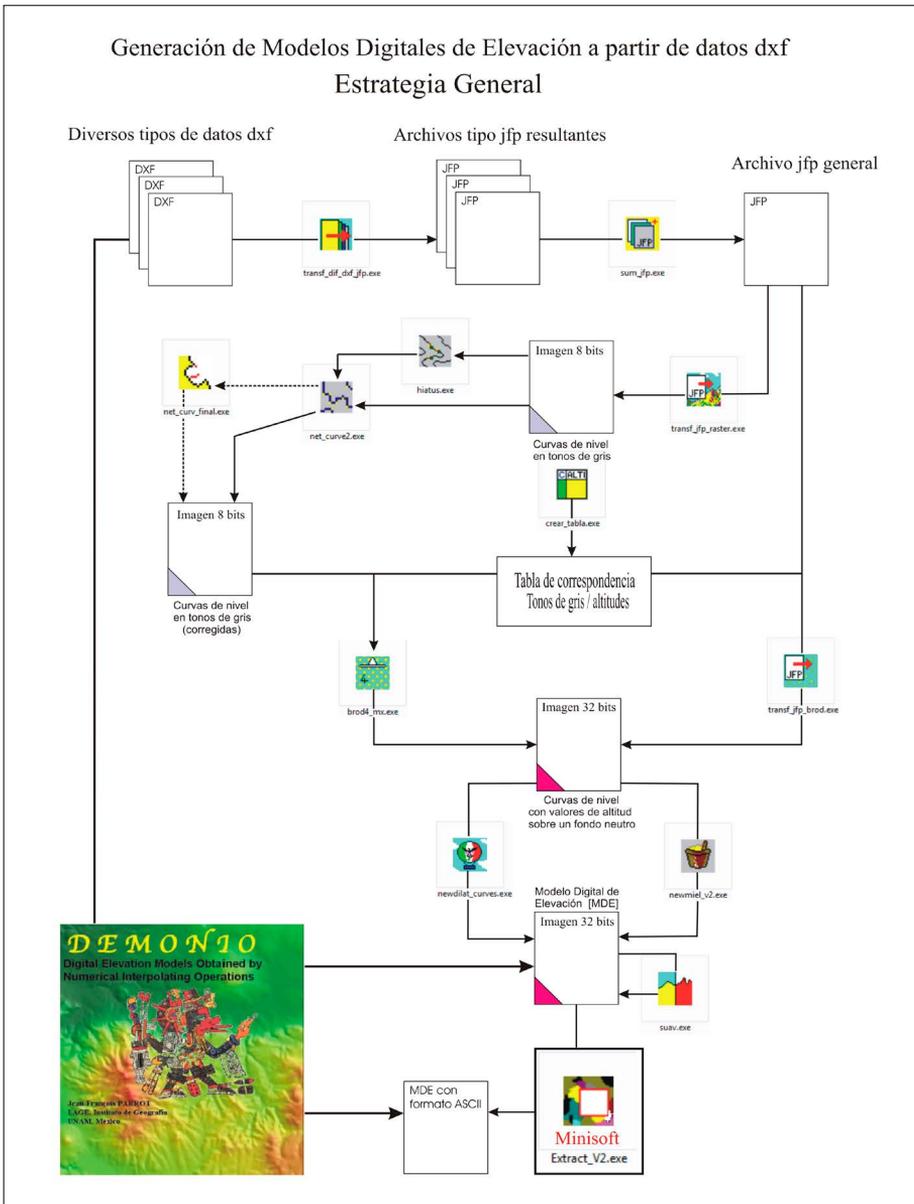


Figura II.1. Estrategia general para la generación del MDE a partir de datos vectoriales en formato *dxf* con transformación a formato *jfp*.

Siguiendo esta lógica, Parrot (2013a) definió un algoritmo (**Cloud_sorting_xyz**) más sencillo que usa de manera directa la nube de puntos para generar el MDT. El cálculo toma en cuenta un tamaño de píxel que incluye los edificios de la zona de estudio que entran en esta superficie. Después se realizan pruebas con tamaños decrecientes de píxel que incluye la detección de las variaciones de altitud pasando de una escala a la siguiente.

Esta es la condición *sine qua non* que asegura la obtención del retorno que corresponde al terreno. Por último, se toma en cuenta el valor de menor altitud, excepto si se trata de un “pit”. En la figura II.2, se muestra que este procedimiento no utiliza polígonos para definir la altitud del terreno adyacente a los edificios.

II.3. Tratamientos

II.3.1. Tipos de interpolación

A continuación, se tratan los diferentes métodos de interpolación cuyas características se presentan ulteriormente en la tabla II.3.

a) Interpolación basada en triangulación

Se estima una función bivariada para cada triángulo que resulta de una triangulación (por ejemplo, las triangulaciones de Voronoï, 1908; Delaunay, 1934; Hjelle y Daehlen, 2006) y después se asigna el valor de altitud resultante al nodo de una malla regular (Agishtein y Migdal, 1991; Watson, 1992).

Es importante aclarar que aplicando la triangulación y utilizando algoritmos de alta velocidad (Watson, 1981; Tsai, 1993) se obtienen rápidamente superficies triangulares, aunque haya muchos puntos de referencia (x,y,z) . Las mallas *raster* se diseñan fácilmente a partir del modelo TIN creado por triangulación, siempre y cuando este método se utilice para un contexto de visualización rápida (simulaciones de vuelo, juegos de video, etc.); no obstante, los MDT obtenidos no permiten analizar y estudiar el terreno con precisión (Kumler, 1994; Florinsky, 2012).

b) Dilatación de curvas

El método propuesto por Taud *et al.* (1999) se basa en la dilatación isotrópica de una imagen digital (Borgefors, 1984) y el cómputo de las distancias euclidianas por medio de dos estructuras de la morfología matemática, la cruz y el cuadrado (Fig. II.3). Cuando una zona dilatada de altitud z encuentra otra zona de altitud z' , el valor de la línea de contacto es igual a $(z + z')/2$.

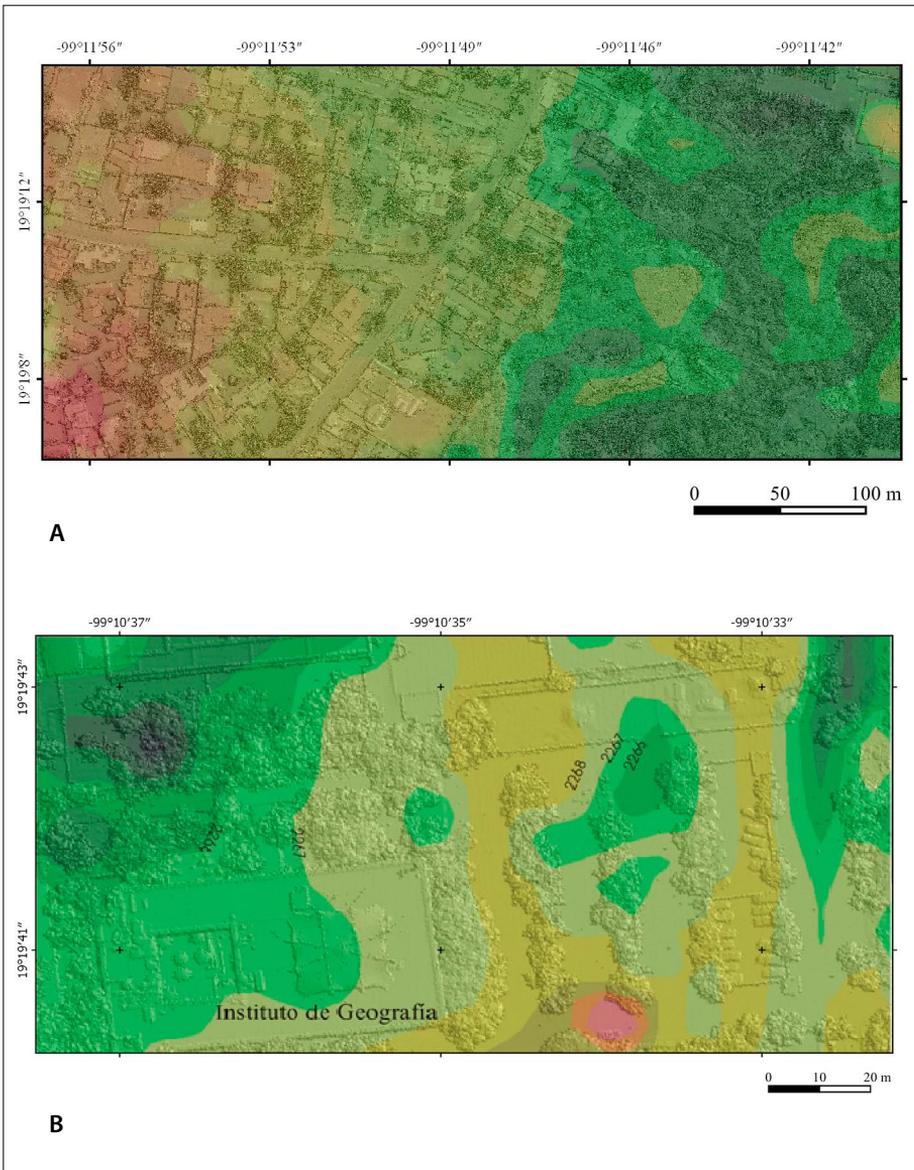


Figura II.2A. Modelo Digital de Superficie (sombreado) sobrepuesto en el MDT (hypsometría local mínima a máxima en color, de verde a rojo) obtenido de la nube de puntos (Cloud_sorting_xyz, Parrot, 2013a) En: Parrot y Ramírez-Núñez, (2016). Figura II.2B. Mismo tipo de tratamiento aplicado en la zona del Instituto de Geografía de Ciudad Universitaria.

Tabla II.3 Características de algunas interpolaciones (modificado de Baudemont, 1999).

Modelo	Datos	Rapidez	Ventajas	Desventajas
Splines	Puntos Curvas	--	El mejor para obtener MDT de calidad.	Lentitud, especialmente para archivos de gran volumen.
Triangulación de Delaunay	Puntos Curvas	++++	La más rápida.	Presencia de discontinuidades en las derivadas de primer y segundo orden.
Krigeage	Puntos Curvas	---	Método fiable.	Muy difícil para arreglar los valores del variograma
Auto- correlación	Fotografías Estereoscopia	---	Creación de MDT directamente a partir de imágenes. Precisión del MDT.	Requiere hardware de alto desempeño. Presencia de artefactos cuando las imágenes no corresponden perfectamente (fecha, hora de toma, etc.)
Dilatación	Puntos y/o curvas	++	No necesita herramientas de digitalización para extraer las curvas de nivel. Muy rápido.	Presencia de zonas planas cuando no hay muchos puntos de medida.
Multi- direccional	Puntos y curvas	++	No necesita herramientas de digitalización para extraer las curvas de nivel. Mejor definición de formas del relieve como barrancos. Mejora de la extracción de atributos primarios y secundarios. Rápido.	Requiere curvas de vecindad 8, completas y sin hiatos. Es necesaria la verificación previa y eventual corrección.

El proceso termina cuando todos los puntos de la zona neutra tienen un valor de altitud. La dilatación isotrópica se utiliza para generar un mapa de distribución de las distancias que rodean un objeto, en este caso curvas de nivel y puntos acotados.

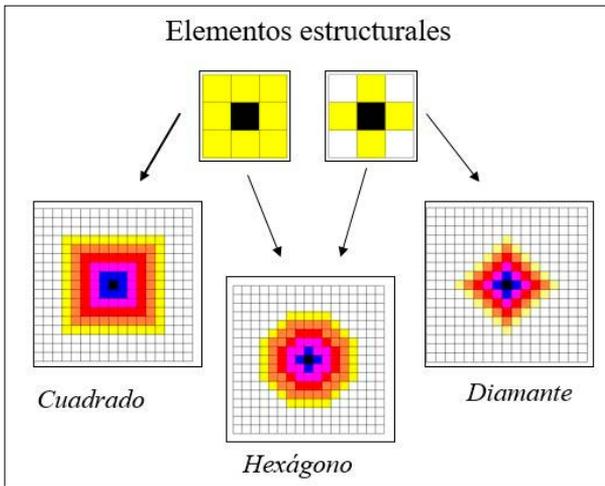


Figura II.3 Dilatación de los valores de altitud

c) Interpolación multidireccional

El algoritmo **Miel** (Parrot, 1993), en sus diferentes versiones (**Newmiel**, **Newmiel_v2**, Parrot, 2012d), trabaja por capas entre dos curvas de nivel y corresponden a zonas cerradas y delimitadas dentro de la imagen. Para cada píxel ubicado en una capa se mide el valor de la distancia mínima (d_i) entre este punto y la curva inferior de altitud A_i , y también la distancia mínima (d_s) con la curva superior de altitud A_s (Fig. II.4).

El valor de la altitud A_p del píxel $P(i,j)$ es igual a :

$$A_p = A_i + [(A_s - A_i) \times (d_i/d)] \text{ donde } d = d_i + d_s.$$

d) Krigeado

Desde hace mucho tiempo, la creación de mallas regulares ha sido estudiada a partir de los muestreos (Matheron, 1969; Duchon, 1976; Braile, 1978; De Masson d'Autume, 1978). Desde finales de los años sesenta, Matheron utilizó un método llamado kriging o “krigeado” inventado por Krige, un especialista de prospección minera. Este método está basado en los principios estadísticos de estimación o autocorrelación (variogramas) que define las relaciones estadísticas de los puntos medidos. El krigeado genera una superficie estimada a partir de un conjunto de puntos, cuya dirección o distancia entre sí, presupone una correlación espacial que puede explicar la variación en la superficie. Esta correlación se puede aplicar a un número de puntos o bien determinar un radio específico.

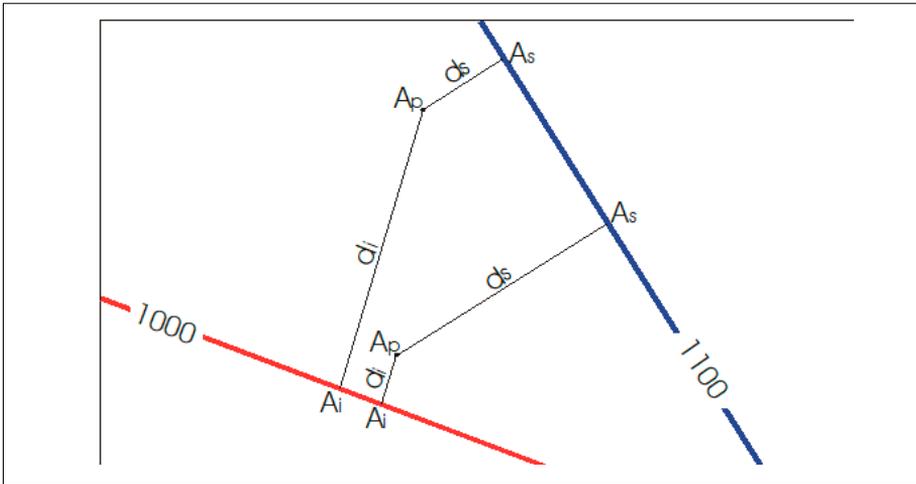


Figura II.4 Cálculo de la interpolación lineal entre las curvas 1000 y 1100 m.

Aunque el kriging es un método de interpolación teóricamente muy recomendable para su inclusión en los Sistemas de Información Geográfica (Oliver y Webster, 1990), algunos autores observan que, en la práctica, su eficacia es comparable a la de otros métodos más simples y de menor requerimiento computacional (Laslett *et al.*, 1987).

e) Otros tipos de interpolación

Duchon (1975, 1976) y otros autores (Mitas y Mitasova, 1988; Mitasova y Hofierka, 1993; Mitasova y Mitas, 1993), utilizan los *splines* (*spline*, lámina delgada o TPS Thin Plate Spline), para interpolar una superficie más realista. La liga teórica entre los dos métodos es muy conocida, la interpolación TPS corresponde a un caso particular de kriging (Matheron, 1981; Dubrule, 1984).

Otro tipo de interpolación corresponde a la *Ponderación de distancia inversa* (IDW Inverse Distance Weighting) en la cual se estiman los valores de las celdas a través de la combinación linealmente ponderada (función de la distancia inversa) de un conjunto de puntos de una muestra. El uso de esta interpolación presupone que la variable que se desea representar disminuye su influencia desde su ubicación; por lo tanto, existe una autocorrelación espacial. Pero si la muestra no es suficientemente densa, los resultados pueden no estar relacionados con el propósito de investigación.

II.3.2 Ejemplo de generación de MDE

El uso de los módulos ejecutables desarrollados por J.-F. Parrot para la generación de Modelos Digitales de Elevación⁶ dependen de los tipos de datos que el INEGI utiliza para la representación del relieve de la República Mexicana. Las curvas de nivel en la escala 1:50,000 se encuentran en formato vectorial *dxg*, en tanto que los datos para los Modelos Digitales de Terreno (MDT) y Modelos Digitales de Superficie (MDS) provenientes del sensor LiDAR se utilizan en formato *xyz*. Los algoritmos para la generación de MDE a partir de curvas de nivel fueron sintetizados en el programa **DEMONIO** (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) (Parrot, 2012b y 2012e). A continuación, se ejemplifica el proceso de generación de MDE con curvas de nivel con los módulos ejecutables y con el software **DEMONIO**.

a) Uso de módulos ejecutables

Para el ejemplo siguiente, se utilizaron las curvas de nivel en formato digital escala 1:50 000 de la cuenca del río San Juan, afluente del río Bravo. El primer paso consiste en unir los 70 archivos **cn.dxf** (archivos que contienen solamente curvas de nivel) de cada conjunto topográfico que cubren esta zona (Fig. II.5 y Fig. II.6) por medio del programa **Sum_dxf_v2**.

El archivo *dxg* resultante se transfiere al formato vectorial *jfg* con el programa **Transf_dif_dxf_jfg**. Como se mencionó anteriormente, el formato *jfg* presentado en la tabla II.1 favorece una gestión rápida de la información y de los tratamientos. El resultado será una imagen *raster* de las curvas de nivel (Fig. II.7), su archivo descriptivo y la tabla de correspondencia entre los valores altitudinales y los tonos de gris (Tabla II.4). En la tabla de correspondencia, la escala hipsométrica está en metros. Si se requiere cambiar la escala dinámica, se utiliza el programa **Crear_tabla**, el cual genera un archivo de correspondencia con valores de altitud en metros, decímetros, centímetros o milímetros.

Una vez que se obtiene la imagen, se visualiza en un editor de pantalla y si es necesario, en función del objetivo de uso del MDE y la resolución del píxel, se corrigen las curvas de nivel para evitar la sobreestimación de los valores de altitud (**Net_curve2**) y la eliminación de las interrupciones eventuales en las curvas (**Hiatus**).

⁶ El conjunto de programas se recopiló en sus versiones más recientes en “Generación de Modelos Digitales de Elevación a partir de datos vectoriales. Paquete de módulos ejecutables desarrollados en C++” (Parrot, 2016a).

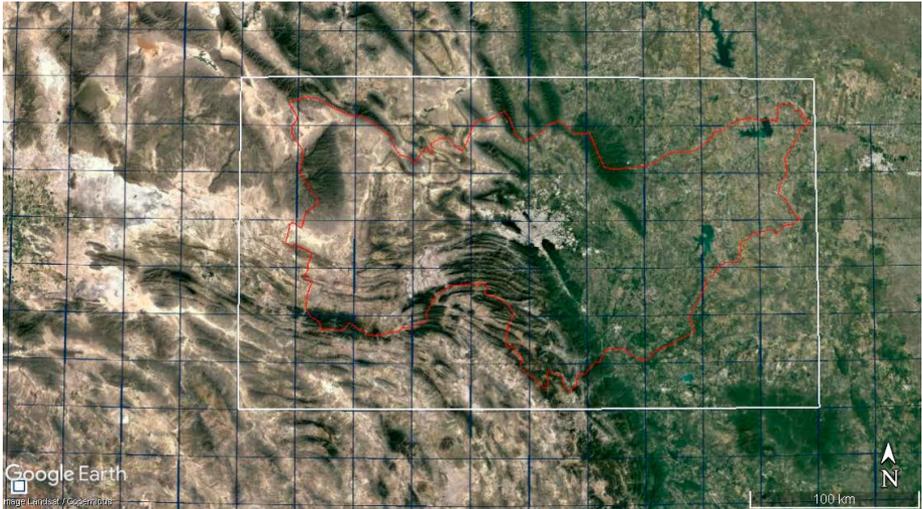


Figura II.5. Índice de cartas topográficas y curvas de nivel en formato digital en la escala 1:50,000 para la República Mexicana (azul) y la cuenca del río San Juan (rojo).

Nombre	Tipo	Tamaño
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A71		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A71		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A72		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A73		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A74		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A75		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A76		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A77		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A78		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A79		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A81		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A82		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A83		
conjuntoTopografico_T1_50k_i92_DXF_IL_G14A84		
g14a71.aux	Archivo AUX	4 KB
g14a71.txt	Documento de te...	5 KB
g14a71at.dxf	Archivo DXF	3 KB
g14a71au.dxf	Archivo DXF	2 KB
g14a71cn.dxf	Archivo DXF	25,369 KB
g14a71dp.dxf	Archivo DXF	9 KB
g14a71ha.dxf	Archivo DXF	69 KB
g14a71hl.dxf	Archivo DXF	24,051 KB
g14a71hp.dxf	Archivo DXF	15 KB
g14a71ll.dxf	Archivo DXF	102 KB
g14a71pa.dxf	Archivo DXF	2 KB
g14a71ra.dxf	Archivo DXF	47 KB
g14a71rp.dxf	Archivo DXF	3 KB
g14a71vt.dxf	Archivo DXF	1,186 KB

Figura II.6. Ejemplo de algunos archivos vectoriales del conjunto topográfico de la carta G14A71.

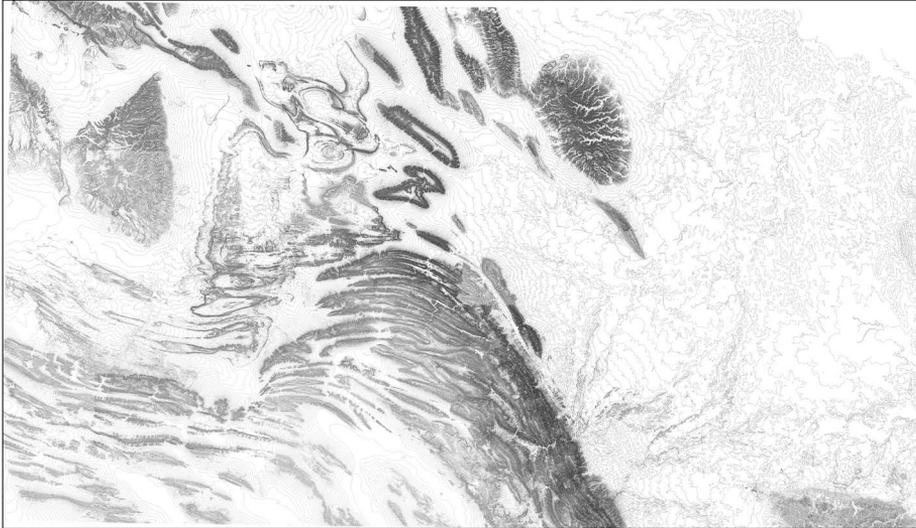


Figura II.7. Resultado de la transferencia del archivo vectorial en raster con el programa Transf_dif_dxf_jfp.

Tabla II.4. Tabla de correspondencia tono de gris/altitud en metros (A); y en centímetros (B).

1	0	1	0
2	20	2	2000
3	40	3	4000
4	60	4	6000
5	80	5	8000
6	100	6	10000
7	120	7	12000
8	140	8	14000
9	160	9	16000
10	180	10	18000
11	200	11	20000
12	220	12	22000
13	240	13	24000
14	260	14	26000
15	280	15	28000
16	300	16	30000
17	320	17	32000
18	340	18	34000
	A		B

La imagen resultante y la tabla de correspondencia se utilizan en el programa **Brod5_mx** con el cual se adjudican los valores de altitud a las curvas de nivel y un fondo neutro. El resultado tiene una extensión *c4.raw* que indica una imagen de 4 bytes. A partir de esta imagen se interpolan los valores de altitud con el programa **Dilat_Curves** (método de interpolación de dilatación de curvas), si las curvas de nivel no fueron corregidas, o bien con el programa **Newmiel_V2** (método de interpolación multidireccional en sus diferentes versiones⁷), si cada curva de nivel es de vecindad tipo 8.

El resultado del MDE de la zona en estudio tiene un tamaño de píxel de 30 m y una resolución hipsométrica en centímetros (Fig. II.8).

b) Uso del software DEMONIO

Los algoritmos descritos anteriormente se agruparon en el software **DEMONIO** (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) desarrollado en 2012. La figura II.9 muestra el proceso que activa cada botón cuyo ícono corresponde generalmente al mismo que el del módulo ejecutable.

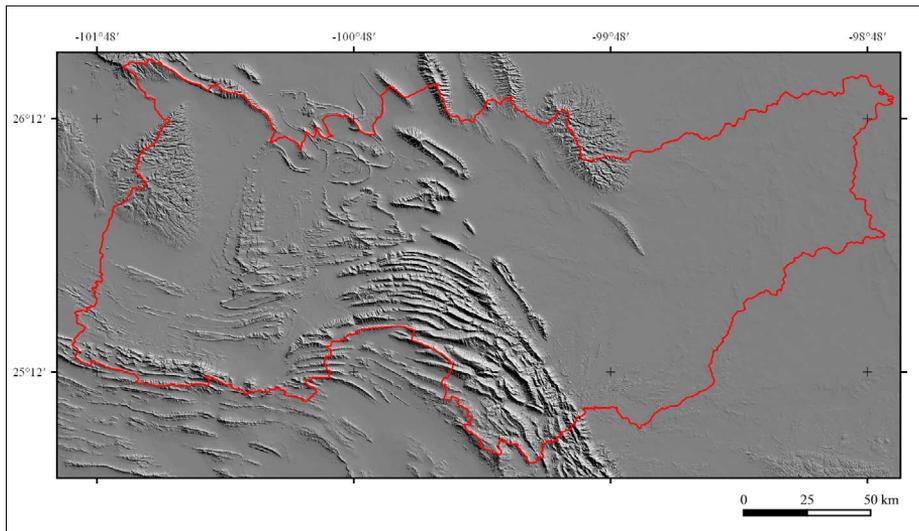


Figura II.8. MDE de la cuenca del río San Juan obtenido a partir de curvas de nivel digital del INEGI y con el paquete de módulos ejecutables

⁷ Versiones correspondientes a Miel, Miel4, Newmiel, Newmiel_v2, etcétera.

Se añadieron funciones que permiten extraer a partir de un conjunto de datos *dxs* (o *jfp*) las zonas de interés utilizando sus coordenadas UTM. Por otro lado, el grupo de botones 15 a 20 funcionan como un editor de pantalla con la finalidad de mejorar el dibujo de las curvas de nivel.

El inicio del proceso de interpolación (Dilatación de curvas o Interpolación multidireccional) depende de la naturaleza de las curvas de nivel. El software presenta una función particular (botón 12) que busca si las curvas de nivel presentan algún hiato generando una tabla de dichas rupturas, lo que permite corregir en pantalla estos artefactos. El botón de la interpolación multidireccional se activa únicamente cuando las curvas no presentan interrupciones.

II.3.3. Error y precisión. Validación de los modelos de elevación.

La precisión de un MDE depende de factores tales como el tipo de sensor utilizado para generar los datos, el método de interpolación, la resolución, etc. (Hopkinson et al., 2008; Wu *et al.*, 2008; Vaze y Teng, 2010; Grohmann, 2015). Los errores de frecuencia baja y media se presentan en los MDE provenientes de la interpolación de curvas de nivel (Rieger, 1996; Florinsky, 1998a, 2012; Wechsler, 1999; Aguilar *et al.*, 2005; Ghilani y Wolf, 2008). Una manera de evaluar los errores de baja frecuencia consiste en medir el error cuadrático medio (ECM) el cual, considerando los trabajos de Young (1978) y Evans (1979), se

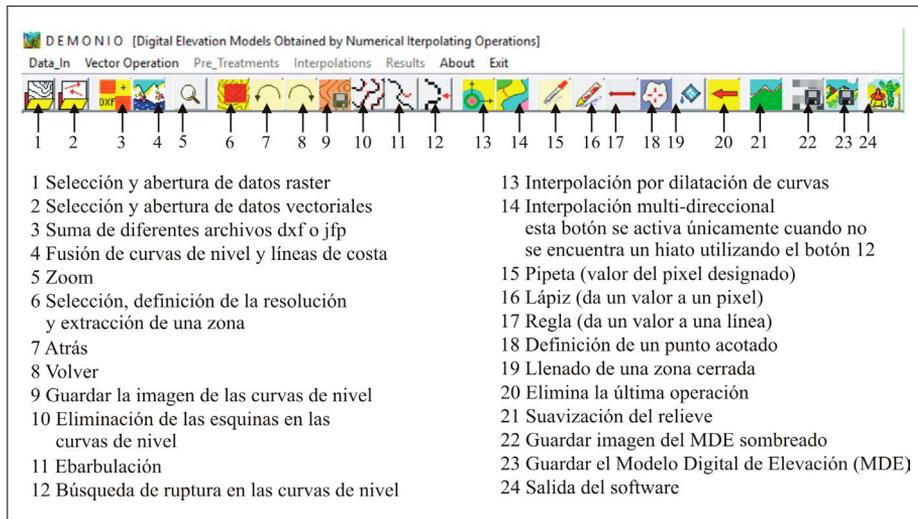


Fig. II.9 Funciones del software DEMONIO (Parrot, 2012b y 2012e)

realiza directamente a partir de la superficie del MDE o bien de los atributos o variables morfométricas que se extraen de dicho modelo (inclinación del terreno, concavidad, red de drenaje, etc.).

De manera general, el criterio de validación del MDE consiste en compararlo con una superficie más precisa (Wood, 1996; Brasington *et al.*, 2000; Wechsler, 2000), un terreno de referencia (Felicísimo, 1994) o puntos de altitud obtenidos a partir de estaciones totales⁸ (Ivanov y Kruzhkov, 1992; Bolstad y Stowe, 1994; Wechsler, 1999). Sin embargo, el número de puntos de altitud de referencia es generalmente limitado y es difícil considerar un MDE de referencia (incluso el de mayor precisión) como la superficie real (Florinsky, 2012).

A continuación, se utiliza el ejemplo de la zona de Coatzacoalcos para detallar cuatro métodos que permiten evaluar la precisión de un MDE: a) el error cuadrático medio (ECM); b) el error cuadrático medio de la rugosidad (ECMR); c) el criterio de homogeneidad (H) calculado por líneas, columnas y en toda la imagen; y d) la comparación de los resultados obtenidos a partir de una simulación de inundación aplicada en dos MDE provenientes de métodos de generación diferente: MDE obtenido a partir de curvas de nivel (Ramírez-Núñez y Parrot, 2015a y 2015b) y MDT LiDAR (INEGI, 2013b). Para realizar estos cálculos la resolución hipsométrica y la resolución horizontal de ambos modelos debe ser la misma, en este caso la resolución hipsométrica es en centímetros y la resolución horizontal es de 5 m.

a) Error cuadrático medio (ECM)

El ECM se calcula de acuerdo con el procedimiento de Felicísimo (1994) en el cual se compara cada píxel del MDE con una superficie de referencia obtenida a partir del promedio de los valores altitudinales cardinales de cada píxel.

El cálculo es el siguiente:

$$ECM = \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - y_j)^2 / N - 1}$$

⁸ Una estación total es un aparato electroóptico que se utiliza para medir ángulos, distancias y coordenadas de un sistema local o arbitrario utilizando un distanciómetro, un teodolito electrónico y microprocesadores. Requiere de información satelital para los cálculos mencionados.

donde índice i de yi es un punto de altitud del MDE resultante, índice de yy el valor del punto correspondiente en la superficie "de referencia" y N el número de puntos de muestreo. Como este proceso se aplica a todos los píxeles del MDE, también se puede calcular la media aritmética y la desviación estándar de estas diferencias. Esta evaluación se realiza con el programa **RMS_Error**.

b) Error cuadrático medio de la rugosidad (ECMR)

El ECMR es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de la diferencia de altitud de cada pixel (i, j) en una imagen de tamaño $m \times n$ y la media μ que se calcula de la siguiente manera:

$$\bar{\mu} = \frac{1}{mn} \sum_{i,j} \mu_{i,j} \tag{1}$$

$$ECMR = \left(\frac{1}{mn} \sum_{k=0}^{m-1} \sum_{l=0}^{n-1} (Z(i_k, j_l) - \bar{\mu})^2 \right)^{0.5} \tag{2}$$

El cálculo (B.C. MacDonald & Co, 2011) se realiza por líneas (ECMR₁), columnas (ECMR₂) o tomando en cuenta la imagen completa (ECMR₃). En este caso, el algoritmo corresponde al programa **RMS_Roughness**.

c) Coeficiente de Homogeneidad

Por otra parte, el coeficiente de Homogeneidad (H) corresponde a la siguiente fórmula (Parrot y Ramírez-Núñez, 2014b):

$$H = 100 - \left[\left(\frac{ECMR_1 + ECMR_2 + ECMR_3}{(ECMR_1 + ECMR_2 + ECMR_3)/3} \right) \times 100 \right] \tag{3}$$

Algunos autores proponen medir el ECM no sólo al MDE sino a las variables calculadas a partir del mismo (Felicísimo, 1994; Florinsky, 2012). Por esta razón ambos métodos se aplicaron tanto al MDE como al cálculo de la pendiente (Tabla II.5).

Sin embargo, como lo menciona Florinsky (*op. cit.*), el cálculo del error representa un reto ya que el modelo de referencia por sí mismo no puede representar concretamente la realidad del relieve. Por ejemplo, comparando dos modelos de elevación, Ramírez-Núñez y Parrot (2015b) mostraron que el ECMR y la desvia-

Tabla II.5. ECM calculado para el MDE resultante y la pendiente del terreno considerando el algoritmo de Felicísimo (1994).

	ECM				Coeficiente de Homogeneidad
	Línea	Columna	Imagen		
			ECM	Desviación	
MDE (m)	9.955	9.422	12.340	0.00171	81.60
Pendiente (°)	1.364	1.447	1.679	0.00023	85.96

ción estándar de un MDE generado a partir de curvas de nivel poco densas en una región fluvial son más bajos (0.0074 y 0.0059) que para el MDT LiDAR de la misma región (0.0945 y 0.0793), a pesar del hecho que este último se considera generalmente como más cercano de la realidad debido a su mayor resolución (Fig. II.10).

d) Estimación del error y precisión de los MDE a partir de un ejemplo de simulación de inundaciones en la región de la cuenca baja del río Coatzacoalcos
La realización de simulaciones de inundación regional permite hacer una comparación volumétrica y superficial de las mediciones, utilizando cada uno de los dos modelos de elevación mencionados en el apartado anterior. Ambos MDE tienen una resolución horizontal de 5 m y una escala hipsométrica en centímetros.

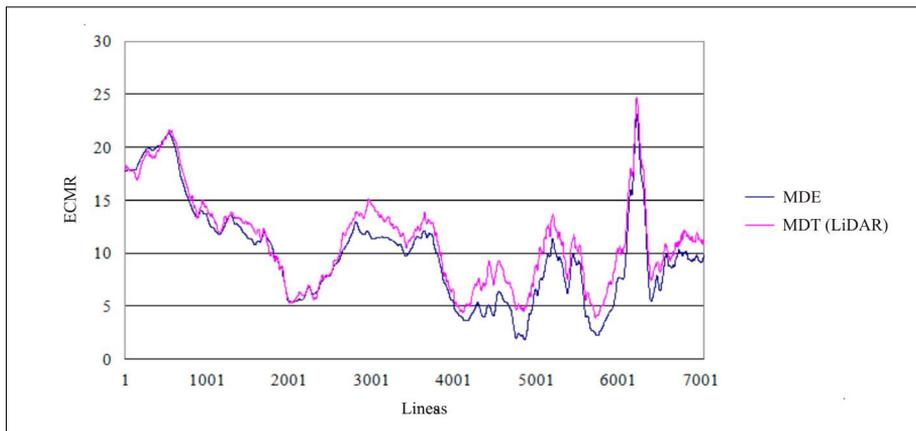


Figura II.10. Comparación del ECMR del MDE generado y el MDT LiDAR.

La altura del flujo considerada corresponde a un evento de inundación regional ocurrido los días 22, 26 y 30 de agosto de 2010, así como el 3 de septiembre de 2010 en 14 municipios del Estado de Veracruz (Diario Oficial de la Federación, 2010). Las inundaciones de 2010 se asocian con varios eventos meteorológicos (dos huracanes y varias ondas tropicales) que afectaron el 80% de los municipios del Estado de Veracruz (Secretaría de Gobernación, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2012).

En una primera aproximación, la inundación se calcula considerando la intersección de la superficie del MDE y la superficie de una lámina de agua de espesor dado (cm). La lámina de agua se define tomando en cuenta el aumento del valor local de la superficie del agua cuenca arriba y abajo. Una segunda aproximación de la simulación de inundación se realiza mediante una función gaussiana local para seguir el desplazamiento del agua.

El área y volumen resultante corresponde a un aumento máximo del nivel del agua de 2 m sobre la superficie del río. Lo que concuerda con las mediciones de campo después del periodo máximo de inundación de 2010 y la información proporcionada por los habitantes.

El área calculada a partir del MDE es de 716.63 km² mientras que la obtenida para el MDT LiDAR corresponde a 787.82 km². La figura II.11 muestra la superposición de las áreas que coinciden para los dos MDE así como aquellas calculadas por los modelos de manera individual. El volumen respectivo para cada MDE es de 1.02 km³ para el MDE proveniente de la interpolación hecha a partir de curvas de nivel y de 0.86 km³ para el MDT LiDAR. Esta diferencia se relaciona con la alta rugosidad de la planicie fluvial del MDT LiDAR, es decir, las formas detalladas como cordones de meandros no aparecen en el MDE, lo que se traduce por un ligero aumento de volumen (ver perfil de la figura II.12).

De hecho, las zonas de mayor rugosidad dentro de la planicie fluvial, como las barras de los meandros, aparecen solamente en el MDT LiDAR. La transformada rápida de Fourier (TRF) permite suavizar el MDT LiDAR y difuminar una parte de las barras de desplazamiento del meandro (Fig. II.12). Solamente esta transformación asegura una concordancia de los resultados.

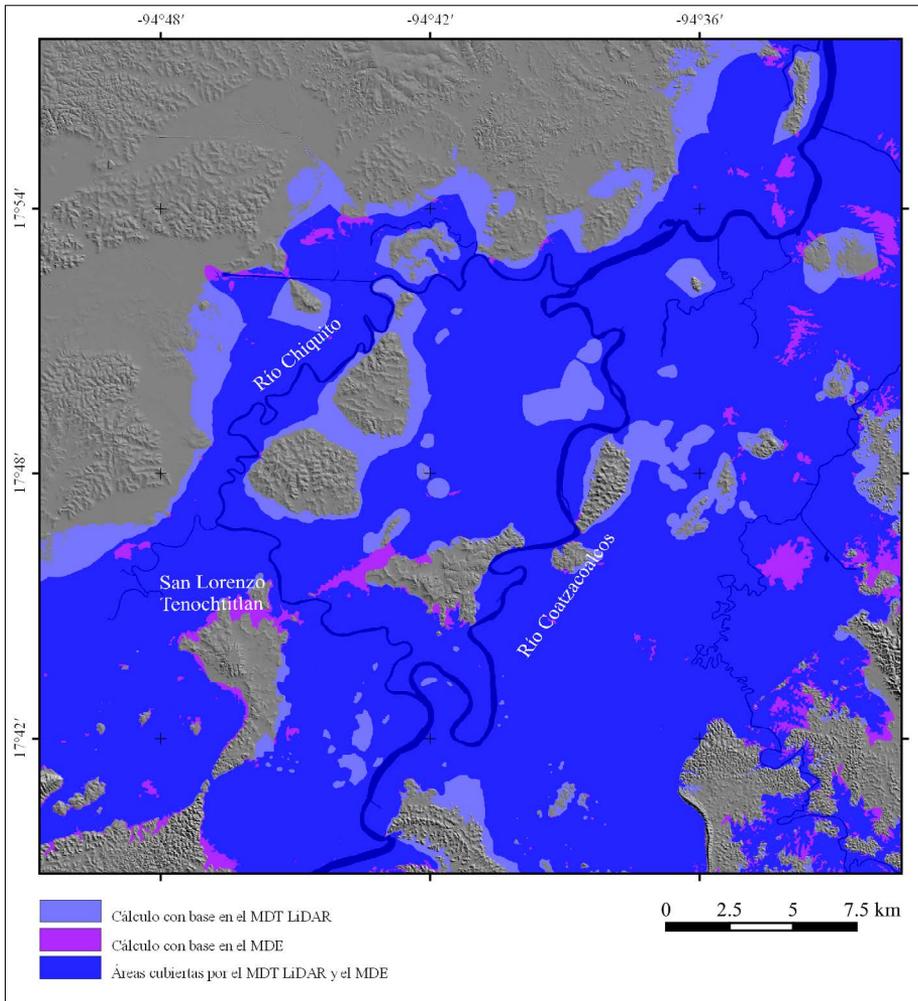


Figura II.11. Áreas inundadas de la cuenca baja del río Coatzacoalcos, Veracruz, según el MDE utilizado. Azul oscuro: área común para los dos MDE: MDT LiDAR y MDE; Azul claro, área obtenida utilizando el MDT LiDAR; Púrpura, área calculada con el MDE. En: Ramírez-Núñez y Parrot (2015b)

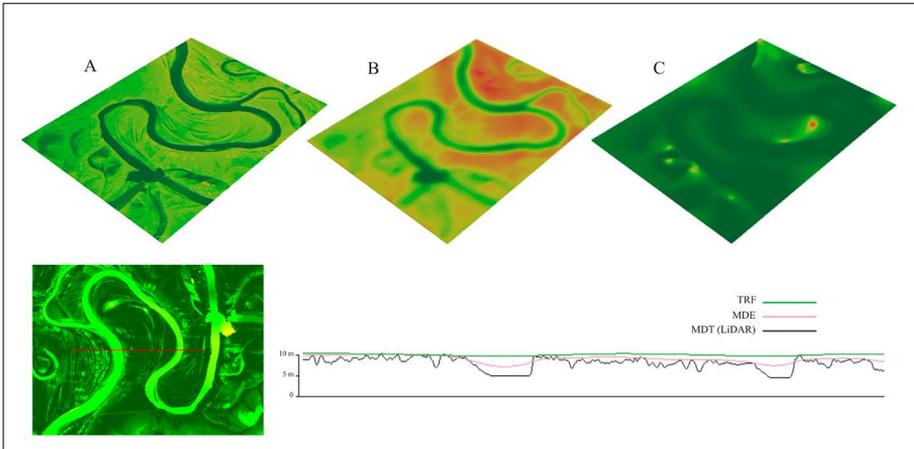


Figura II.12. Comparación entre el MDE y el modelo resultante de la aplicación de la TRF al MDT LiDAR. A. MDT LiDAR, B. Aplicación de la TRF (eliminación de un 5% de las frecuencias), C. MDE. En: Ramírez-Núñez y Parrot (2015b)

Capítulo 3. Variables calculadas a partir de los modelos digitales de elevación

III.1. Introducción

Los Modelos Digitales de Elevación (MDE) descritos en el capítulo anterior se usarán ahora para extraer información inherente a la superficie terrestre y que se relaciona con distintos procesos de modelado de esta superficie. La geomorfometría fue desarrollada por Evans (1972, 1980) a partir de cinco parámetros básicos que se extraen directamente del MDE: elevación, pendiente, aspecto, perfil y curvaturas tangenciales. En el mundo de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), Peckham y Jordan (2007) extienden los criterios de Evans y añaden puntos singulares como la elevación, los mínimos y máximos locales, los puertos de montaña y las superficies planas. También se toman en cuenta puntos regulares como gradiente y curvatura, y límites de flujo (red de drenaje y divisorias o parteaguas).

Por otra parte, existe una clasificación que proviene del tratamiento digital de imágenes y que toma en cuenta el carácter espacial de los atributos topográficos y considera estos como puntos y datos espaciales, por ejemplo, se trata respectivamente de las operaciones locales que modifican los valores de un píxel con base en un *kernel* o matriz de convolución y las operaciones que no requieren relaciones de vecindad para modificar el valor de un píxel dado. Ejemplos de todos estos tratamientos se pueden consultar en Pratt (1978), Schweizer (1987), Plastock y Kalley (1987), Rogers (1988), Coster y Chermant (1989), Motet (1992), Cocquerez y Philipp (1995), Voiron (1995), Woo *et al.* (1997), Shary *et al.*, (2002); Lillesand *et al.*, (2004); Grohmann y Riccomini (2009).

Desde el punto de vista geomorfológico, Moore *et al.* (1993b) clasificaron las variables extraídas del terreno como atributos primarios y secundarios (o compuestos). Los primarios son aquellos que se obtienen directamente del MDE o que provienen del ajuste de una función de interpolación $z=f(x,y)$ con la finalidad de calcular las derivadas de dicha función (Moore *et al.*, 1993b; Mitsova *et al.*, 1996; Florinsky, 1998b; Florinsky, 2012); se trata de la hipsometría, pendiente, aspecto, curvaturas, límite de cuenca, longitud de flujo, así como medidas estadísticas.

Los atributos secundarios resultan de la combinación de atributos primarios para describir la variabilidad espacial de los procesos tales como la vulnerabilidad a la erosión, la humedad de los suelos, la dirección de los flujos, etc. (Jenson y Domingue, 1988; Dikau, 1989; Moore *et al.*, 1993a; Dymond *et al.*, 1995; Giles, 1998; Burrough *et al.*, 2000; Pike, 2002).

En razón de las capacidades de almacenamiento y de los avances recientes en la tecnología informática, la resolución horizontal, vertical y temporal permiten hacer cálculos precisos, multitemporales e hiperspectrales. Las variables del terreno se calculan a través de un SIG o bien, en software especializados como los elaborados por Moore (1992), Gallant y Wilson (2000) y Parrot (2006c).

A continuación, se explican los atributos primarios, secundarios y las propiedades estadísticas asociadas a dichas variables. Sin embargo, antes de comenzar se expondrán las propiedades de distancia, área y volumen, medidas en el mundo *raster*.

III.2. Distancia, área y volumen

En el mundo *raster*, cualquiera que sea la escala de resolución de un Modelo Digital de Elevación (MDE), la representación del relieve corresponde a un conjunto de paralelepípedos rectangulares cuya cara superior es un cuadrado horizontal: el píxel. Esta descripción se ilustra en el acercamiento de la figura III.1B que corresponde a un detalle de un MDE con una resolución de un metro.

De tal manera que, para cuantificar características básicas del relieve tales como distancia, área y volumen, así como la medición de otras variables (pendien-

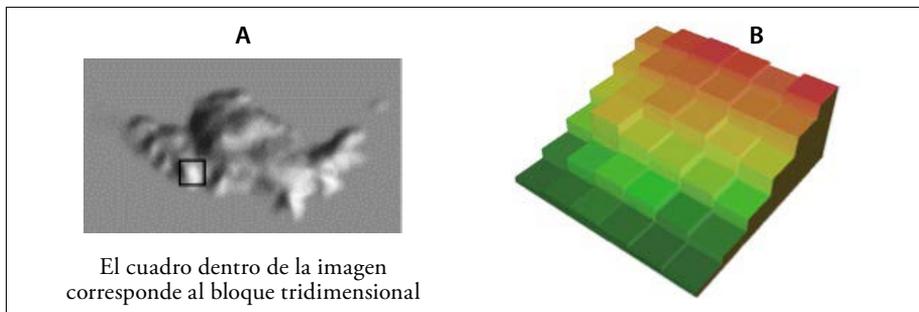


Figura III.1. Modelo Digital de Elevación con una resolución de 1 metro de la Isla Roqueta (Municipio de Acapulco, Guerrero). A MDE sombreado. B. Altitud de los pixeles dentro del cuadro.

te, aspecto, normales a la superficie, etc.), es preciso considerar el terreno representado en el mundo *raster* donde la métrica esta consignada al centro del píxel.

III.2.1. Distancia

En relación con la posición de los vecinos de un píxel existen dos tipos de distancias. Cuando se trata de píxeles cardinales, la distancia entre el centro del píxel y el centro de su vecino será igual a 1; cuando se trata de vecindad diagonal, la distancia será $\sqrt{2}$. Esta noción permite calcular dentro de la superficie de un píxel que pertenece a un perímetro o que describe una curva, la longitud de la línea que se materializa en el mundo *raster* por una sucesión de píxeles.

Se necesita aclarar que existe un procedimiento que permite definir la posición de un píxel vecino. Esto pasa por la serie de códigos que aparecen en la figura III.2.

Como lo muestra la figura III.3, la suma de los códigos de los píxeles vecinos indica cual es la configuración según la posición que tienen alrededor del píxel estudiado (píxel central).

Entre otros, estos códigos permiten eliminar píxeles de esquina, lo que asegura la transformación de un camino 4 en un camino 8 (Fig. III.4). El camino 8 para una curva significa que se compone de una sucesión de segmentos lineales de 1 hasta n píxeles, y que se unen solamente por sus esquinas. Existe un píxel de esquina cuando la suma de los códigos es igual a 10, 40, 130 o 160. Esta operación la realiza el programa **Net_curve2**⁹ y corresponde a una etapa preliminar a la generación de Modelos Digitales de Elevación; de esta manera, se eliminan valores redundantes.

Por otro lado, la posición de un píxel vecino permite calcular de manera precisa la longitud de un contorno o de una curva dentro de los píxeles que la describen. Esta longitud será igual a $\sqrt{2}/2$ cuando se trata de píxeles diagonales (códigos 1, 4, 16 y 64) y a 0.5 cuando se trata de píxeles cardinales (códigos 2, 8, 32 y 128). La suma de estos valores se multiplica por el valor L_p del lado del píxel. La figura III.5 ilustra este concepto.

Por otro lado, cuando la suma de las distancias entre el centro de un píxel, cuyo lado es igual a 1, y los centros de sus vecinos es igual a $9.656 (4 + 4\sqrt{2})$, o bien cuando la suma de las distancias dentro de la superficie de dicho píxel es igual a $4.828 (2 + 2\sqrt{2})$, esto significa que el píxel estudiado es un píxel de superficie.

⁹ Los nombres de los módulos ejecutables mencionados en negritas corresponden a módulos desarrollados por los autores. La totalidad de dichos módulos se presenta en el Anexo II, al final de este libro.

1	2	4
128		8
64	32	16

Figura III.2. Códigos para los pixeles vecinos

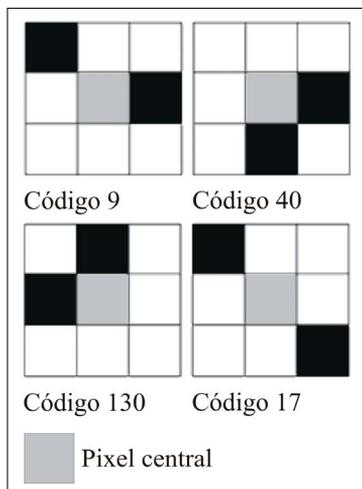


Figura III.3. Ejemplos de configuración según la suma de los códigos correspondientes.

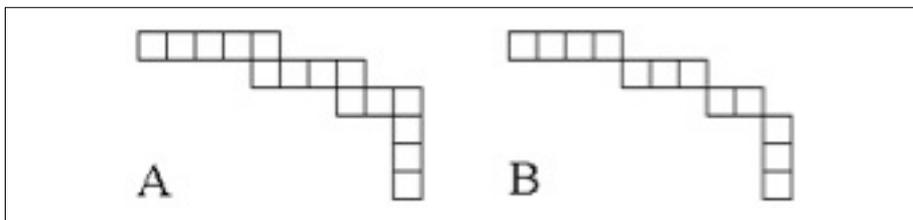


Figura III.4. Caminos: A. camino 4; B. camino 8.

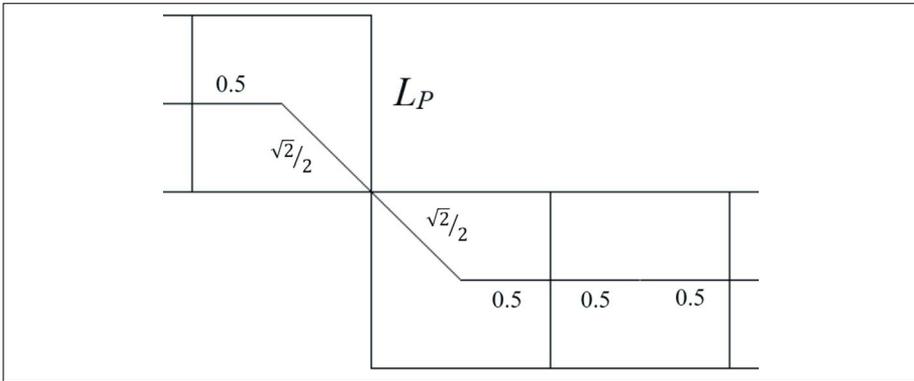


Figura III.5. Medida de la longitud de una curva.

Cuando esta suma es menor, se trata de un píxel de perímetro o que pertenece a una curva. Dichas nociones se toman en cuenta cuando se necesita calcular longitudes, áreas y volúmenes.

III.2.2. Área

El valor exacto de la superficie de una forma en el espacio bidimensional se calcula a partir de coordenadas rectangulares utilizando la siguiente fórmula:

$$Area = \frac{(\sum X_1 Y_2 \dots + X_n Y_1) - (\sum Y_1 X_2 \dots + Y_n X_1)}{2}$$

donde X y Y son las coordenadas UTM y n el número de vértices. El valor resultante se expresa en m^2 .

El mismo cálculo se puede aplicar a una imagen *raster* donde las coordenadas de los vértices se definen con los valores i, j (i para las líneas y j para las columnas). En este caso, se multiplica el resultado obtenido por el valor de la superficie S_{pix} del píxel.

$$Area = \left[\frac{(\sum j_1 i_2 \dots + j_n i_1) - (\sum i_1 j_2 \dots + i_n j_1)}{2} \right] \times S_{pix}$$

En primer lugar, se extrae el perímetro del área. La extracción de los píxeles PP del perímetro se basa en el siguiente concepto: un píxel pertenece al perímetro cuando por lo menos un píxel cardinal vecino no tiene el código de la forma (Fig. III.6).

Se necesita igualmente definir cuáles son los píxeles del perímetro que corresponden a los vértices, como se presentan en la figura III.7.

En la figura III.7, los píxeles de superficie tienen un tono gris claro, los píxeles del perímetro son de color gris oscuro y negro, el color negro correspondiente a los vértices.

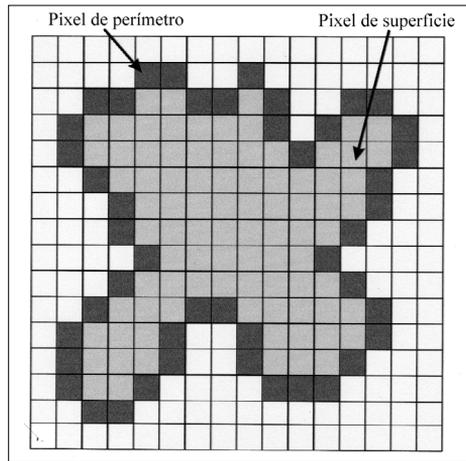


Figura III.6. Píxeles de superficie y de perímetro en un conjunto dado.

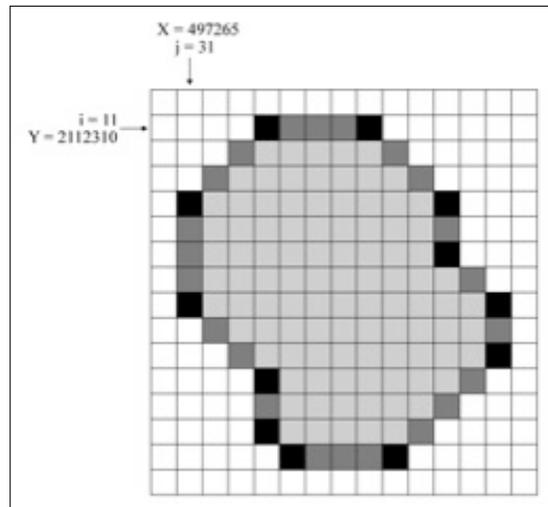


Figura III.7. Ejemplo de cálculo matricial.

En la tabla III.1, los vértices se ordenan en el sentido de las manecillas del reloj empezando por el vértice superior izquierdo y al final de la tabla se repiten los datos del primer vértice.

La primera suma se realiza con el valor en columna del primer vértice multiplicado por el segundo valor en línea del siguiente vértice (flechas negras) y así sucesivamente hasta el último vértice. Por ejemplo, [(34×11) + (38×14) + (41×16) + ... (31×14) + (31×11)]. La segunda suma se realizará iniciando con las líneas del primer vértice por las columnas del segundo (flechas rojas). En este caso, [(11×38) + (11×41) + (14×41) + ... (18×31) + (14×34)].

A partir de las coordenadas X, Y, el resultado es igual a:

$$Area = \frac{abs[(973550)-(979200)]}{2} = 2825 \text{ m}^2$$

A partir de las coordenadas i, j, el resultado es igual a:

$$Area = \frac{[(8034)-(7808)]}{2} \times 5^2 = 113 \times 25 = 2825 \text{ m}^2$$

Por el contrario, existe una manera más simple de calcular una superficie en el mundo *raster*; este método consiste en multiplicar la suma de los píxeles

Tabla III.1. Valores de los vértices en columnas y líneas, así como en coordenadas X, Y.

Vértice	j (columna)	i (línea)	X UTM	Y UTM
1	34	11	497280	2112310
2	38	11	497300	2112310
3	41	14	497315	2112295
4	41	16	497315	2112285
5	43	18	497325	2112275
6	43	20	49325	2112265
7	39	24	497305	2112245
8	35	24	497285	2112245
9	34	23	497280	2112250
10	34	21	497280	2112260
11	31	18	497265	2112275
12	31	14	497265	2112295
1	34	11	497280	2112310

que describen una forma por el valor de la superficie del píxel. Se expresa por una simple ecuación: $Area = Num_{pix} \times S_{pix}$ como lo proponen diversos Sistemas de Información Geográfica (SIG). En realidad, el resultado obtenido corresponde a una aproximación poco fiable de la superficie. Por ejemplo, en el caso del área de la figura III.7, el resultado es lo siguiente:

$$Area = 131 \times 5^2 = 3275 \text{ m}^2$$

con un número de píxeles Num_{pix} de 131 y una superficie S_{pix} del píxel de 25 m^2 (5×5). Sin embargo, se debe aclarar que la desviación registrada en el ejemplo de la figura III.7 (que se traduce por un excedente de 15.9%) disminuye cuando el tamaño del objeto crece (Fig. III.8), lo que significa que esta ecuación puede ser válida para áreas muy grandes y cuando se necesita hacer solamente estimaciones.

En 1978, Pratt propuso una fórmula para calcular con más precisión la superficie de un conjunto de píxeles. Esta fórmula es igual a: $Area = \sum Pix_{surf} + \sum Pix_{perim} / 2$. En el caso de la forma de la figura III.7, se obtiene el siguiente valor:

$$Area = (97 + 34/2) \times 5^2 = 2850 \text{ m}^2$$

con un número de píxeles de superficie Pix_{surf} de 97, un número de píxeles de perímetro Pix_{perim} de 34 y una superficie S_{pix} del píxel de 25 m^2 (5×5). En este caso, aunque se trata de una pequeña superficie, el excedente es inferior a 1% (0.88%).

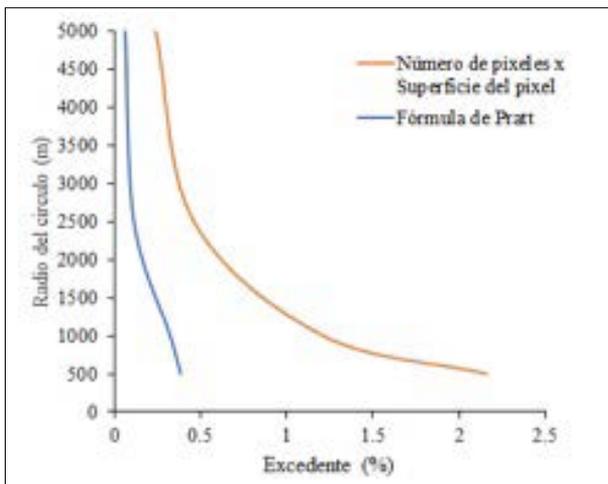


Figura III.8. Evolución del valor del excedente en función del tamaño del área.

Finalmente, con la fórmula propuesta por Parrot (2007d) se obtiene exactamente el mismo valor que con el cálculo matricial. En el caso de la figura III.7, los 34 píxeles de perímetro se reparten entre 22 píxeles cuya mitad pertenece a la superficie de la forma, 10 píxeles que participan solamente con 3/8 de su superficie, es decir 0.375, y 2 con 5/8 de superficie, es decir 0.625 (ver Tabla III.2). La suma que corresponde al perímetro es igual a 16 [(22×0.5) + (10×0.375) + (2×0.625)], suma a la que se debe añadir el número total de píxeles de superficie $P_{ix,surf}$ lo que es igual a 97. El resultado es el siguiente:

$$Area=(97+16)\times 5^2=2825 \text{ m}^2$$

Así, se realiza un cálculo que corresponde estrictamente al valor de la superficie.

El método propuesto por Parrot en 2007 se basa en 48 patrones que permiten definir la porción de superficie dentro de un píxel de perímetro (Fig. III.9).

Los códigos de esta figura se calculan utilizando el esquema de la figura III.2 y tomando en cuenta los píxeles de perímetro y de superficie. Existen 48 patrones que describen la forma dentro de una ventana de 3 × 3 píxeles y permiten definir la proporción de superficie que representan (Tabla III.2); esta porción corresponde al número de octavos de superficie dentro de un píxel de perímetro.

Como se mencionó anteriormente, la diferencia entre los valores de superficie calculados en función del método utilizado incrementa cuando la superficie del objeto es pequeña. El ejemplo reportado en la figura III.10 muestra cómo cambia el valor de la superficie de una cruz griega definida por 5 píxeles, uno de superficie (P_s) y 4 de perímetro (P_p).

En este ejemplo las diferencias son enormes. El resultado del cálculo matricial que da un valor exacto a la superficie, así como el resultado obtenido a partir de los códigos 7, 28, 112, 193 que caracterizan los píxeles de perímetro en el método

Tabla III.2 Relación códigos/superficie para el cálculo de área.

Número de octavos	Porción de superficie	Códigos								
		3	6	12	24	48	96	129	192	
1	0.125	3	6	12	24	48	96	129	192	
2	0.25	7	14	28	56	112	131	193	224	
3	0.375	15	30	60	120	135	195	225	240	
4	0.5	31	62	124	143	199	227	241	248	
5	0.625	63	126	159	207	231	243	249	252	
6	0.75	127	191	223	239	247	251	253	254	

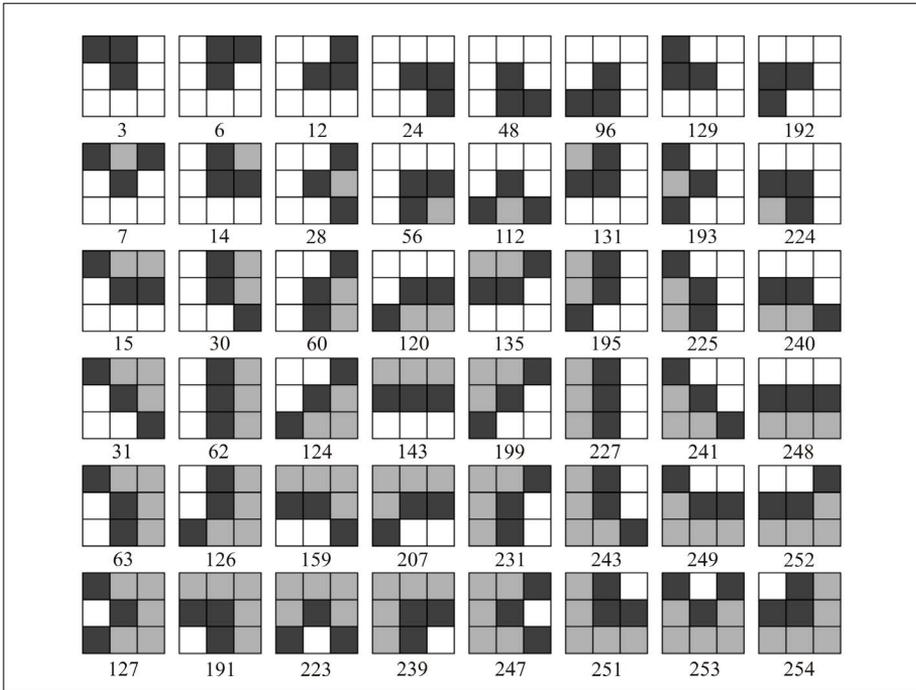


Figura III.9. Patrones para definir la porción de un píxel de perímetro que se debe considerar como parte de la superficie de una forma. En gris oscuro, píxeles de perímetro; en gris claro, píxeles de superficie.

de Parrot (2007d), es igual a 2. En cambio, se obtiene el valor 5 en el caso de una simple suma ($\sum P_S + \sum P_P$) y el valor 3 con la fórmula de Pratt ($(\sum P_S + (\sum P_P)/2)$).

Todas estas medidas corresponden en realidad al cálculo de una superficie en un espacio bidimensional, pero no describe dicha superficie en el espacio tridimensional. En este último caso, se requiere otro tipo de acercamiento.

Dicho cálculo se basa en el tratamiento siguiente. Cada píxel se divide en ocho triángulos rectángulos que convergen en el centro del píxel; la figura III.11 ilustra el arreglo. Usando el valor de altitud del píxel estudiado y los valores de elevación de los cuatro vecinos diagonales se calcula el valor de la diferencia; luego, esta diferencia se divide por 2 y se reporta el resultado sobre las esquinas A1, A3, A5 y A7 en relación con la posición de los píxeles vecinos; el valor del centro de cada lado (A2, A4, A6 y A8) se calcula de la misma manera tomando en cuenta los vecinos cardinales.

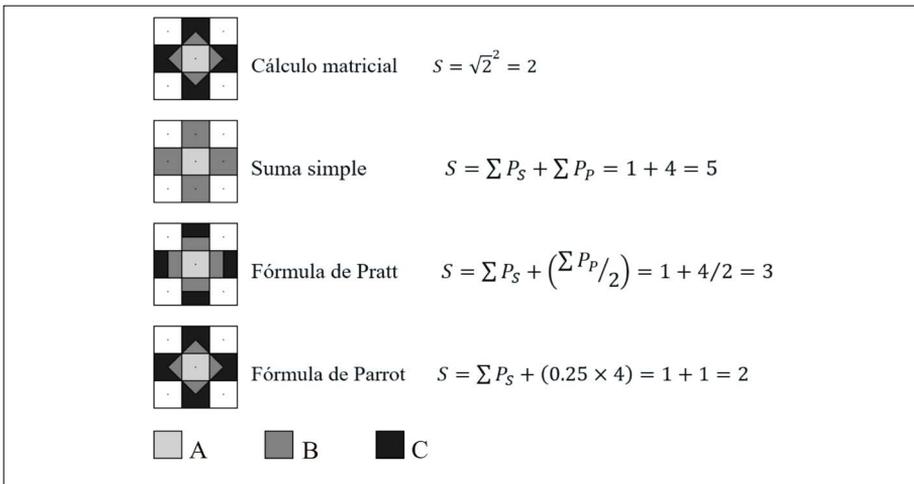


Figura III.10. Valores de la superficie de una cruz griega en función del modo de cálculo. A en la figura corresponde a un píxel de superficie, B a la porción de superficie dentro de un píxel de perímetro y C a la porción de un píxel de perímetro que no corresponde a una superficie.

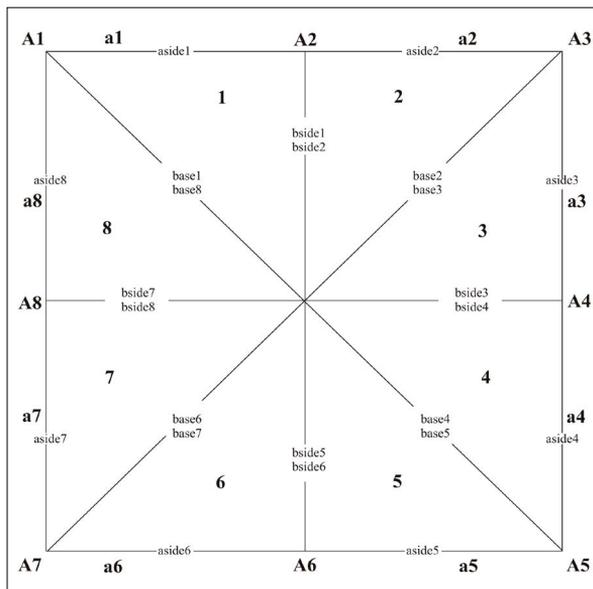


Figura III.11. Cálculo de la superficie “tridimensional” al interior de un píxel (en Parrot, 2007d).

Es entonces posible medir la longitud de los lados *base* y *bside* de cada triángulo. Estas medidas son respectivamente iguales a: $b_{side} = \sqrt{(hps^2 + A^2)}$ y $base = \sqrt{(hd^2 + A^2)}$, donde *hps* corresponde a la mitad del valor del lado del píxel y *hd* a $hps \times \sqrt{2}$ y *A* es el valor correspondiente ($A_1, A_2, A_3, \dots, A_8$).

Por otra parte, los valores $a_1, a_2, a_3, \dots, a_8$ corresponden a la diferencia entre los valores de los puntos *A* entre los cuales se encuentran; estos valores permiten calcular la longitud del tercer lado *aside* del triángulo rectángulo, aplicando la ecuación $aside = \sqrt{hps^2 + a^2}$.

En esta etapa y tomando en cuenta los resultados anteriores, la fórmula de Herón permite calcular la superficie de cada triángulo. Esta fórmula es la siguiente:

$$S = \sqrt{(\omega(\omega - base)(\omega - aside)(\omega - bside))} \text{ donde } \omega = (base + aside + bside)/2.$$

Finalmente, la superficie tridimensional S_{3D} del píxel será igual a la suma de la superficie de cada uno de los 8 triángulos de acuerdo con la ecuación:

$$S_{3D} = \sum_{l=1}^{l=8} S(l)$$

La figura III.12B ilustra el resultado mostrando cómo es posible representar el relieve virtual del píxel en estudio.

La superficie total ST_{3D} de la zona en estudio corresponde a la suma de la superficie de los ocho triángulos, cuando los píxeles son de superficie; cuando se

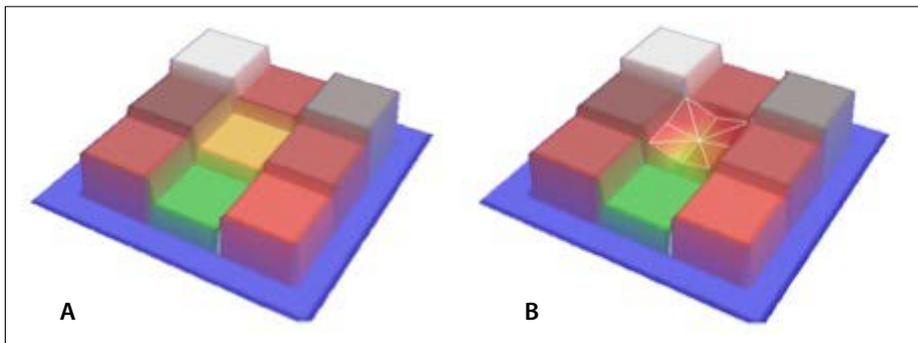


Figura III.12. Cálculo de la superficie tridimensional de un píxel. A. Configuración original. B. Visión tridimensional del resultado.

trata de un píxel de perímetro se suman únicamente a unos de los 8 triángulos que corresponden a las configuraciones presentadas en la figura III.9. Se debe aclarar que cuando no se toma en cuenta uno de los ocho triángulos, la superficie de dicho triángulo será ligeramente menor porque, quedándose sobre la superficie del píxel, la longitud de *b_{side}* será igual a *h_{ps}*, y la longitud de *base* a *h_d*.

- a) Aplicación de la relación ST_{3D}/ST_{2D} al estudio de la erosión en conos volcánicos (volcán del Aire, Sierra Chichinautzin, Morelos)

Por otro lado, es posible definir una relación entre la superficie bidimensional (ST_{2D}) y la superficie tridimensional (ST_{3D}). La proporción ST_{3D}/ST_{2D} traduce el grado de suavización de un objeto. Dicha relación se utilizó en el estudio de la evolución de diferentes conos volcánicos como un parámetro morfológico (Parrot, 2007a, 2007b, 2007c); se mostró cuál fue el volumen movilizad durante los fenómenos de erosión remontante que afectaron el volcán del Aire (Sierra Chichinautzin) y cómo se modificó el valor de la superficie del cono volcánico durante este proceso, comparando la superficie de un edificio volcánico actual y cómo era antes de ser modificado por la formación de barrancos. Para realizar este estudio fue necesario reconstituir el edificio (Fig. III. 13) y calcular la superficie utilizando los programas **Dif_dem** y **Param_vol4**, de tal manera que se calculó así el valor de la superficie bi y tridimensional (Tabla III.3).

- b) Comparación del índice de rugosidad en regiones metamórficas (valle de Guadalupe, Baja California) y en regiones volcánicas (volcán Chichonal, Chiapas; volcán Parícutín, Michoacán; volcán de Fuego de Colima, Colima y Jalisco; volcán Nevado de Toluca, Estado de México)

En los ejemplos presentados en la figura III.14, se muestra el volcán Chichonal en Chiapas y la zona vinícola del valle de Guadalupe, Baja California, que se considera una extensión de la zona de *Basins and Ranges*. De manera más específica, esta zona corresponde a un *pull-apart basin* formado en sustratos ígneos intrusivos (dioritas y granodioritas) y rocas metamórficas (esquistos). Los MDE respectivos provienen de una interpolación por dilatación de las curvas de nivel (lado del píxel: 10 metros; escala vertical en centímetros) aplicada a datos *dx_f* del INEGI (un solo mapa E15C39cn para el Chichonal; unión de los documentos I11D81cn, I11D81ha, I11D82cn, H11B11cn, H11B11ha, H11B12cn y H11B12ha seguida por una extracción de la zona de interés).

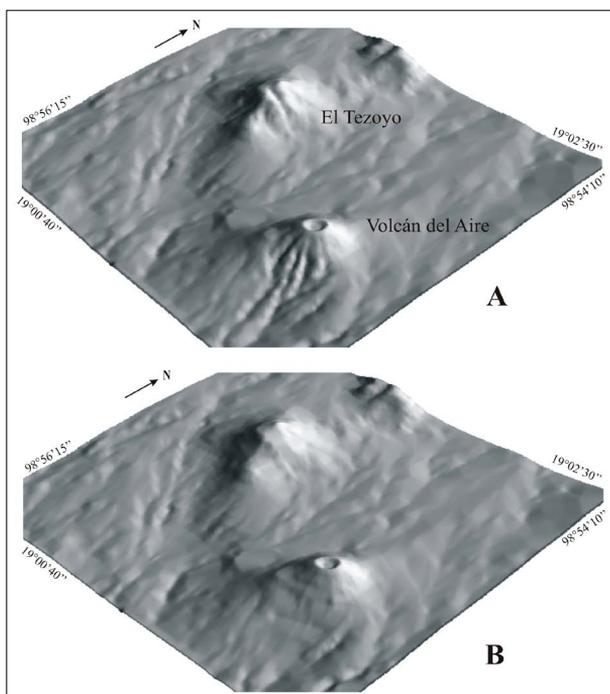


Figura III.13. Volcán del Aire y cerro El Tezoyo. A. Estado actual. B. Modelo Digital de Elevación reconstituido (en Parrot, 2007c).

Tabla III.3. Valores característicos de los dos edificios.

Volcán del Aire			
Edificio actual		Edificio reconstituido	
Superficie 2D	Superficie 3D	Superficie 2D	Superficie 3D
0.801 600 km ²	0.828699 km ²	0.801 600 km ²	0.836409 km ²
Cerro El Tezoyo			
Edificio actual		Edificio reconstituido	
Superficie 2D	Superficie 3D	Superficie 2D	Superficie 3D
5.564 500 km ²	5.623 234 km ²	5.564 500 km ²	5.623 580 km ²

Los diagramas de la figura III.15. muestran la frecuencia de los porcentajes de rugosidad calculado con el programa **Surface2** en el caso de estos dos ejemplos. La zona volcánica se caracteriza por un máximo de frecuencia de los valores bajos

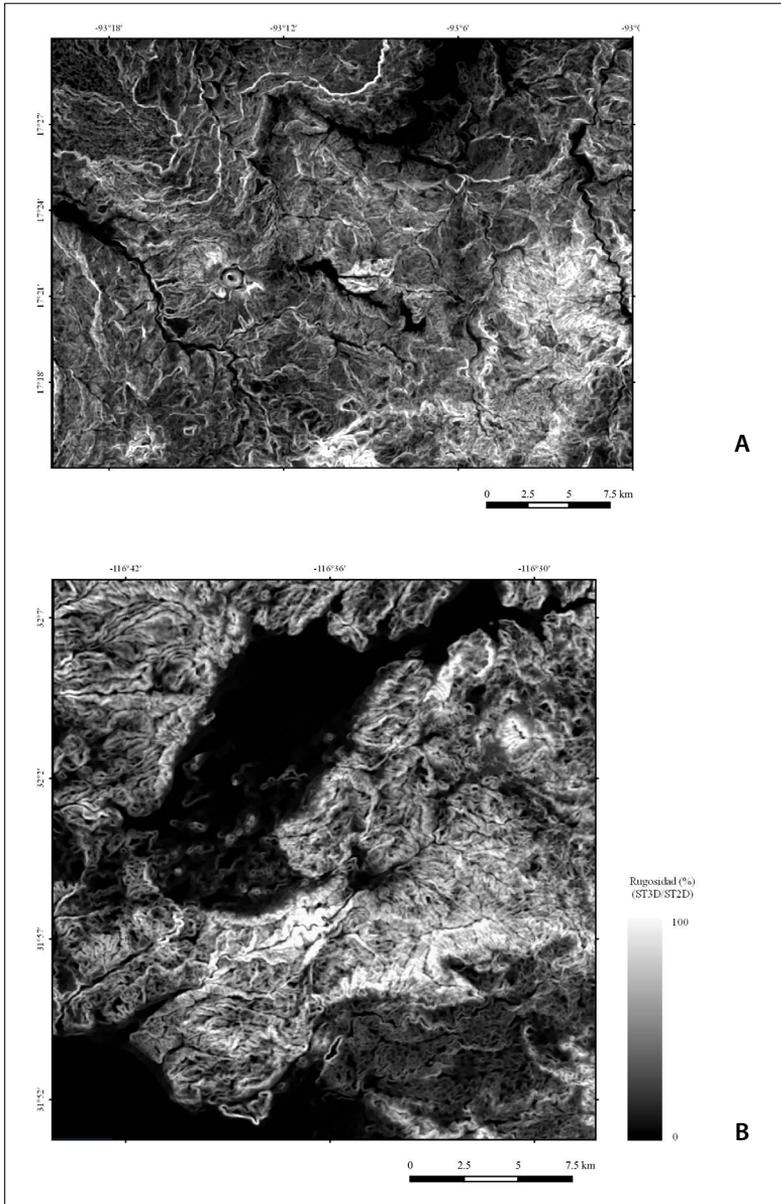


Figura III.14. Dos ejemplos de la relación ST_{3D}/ST_{2D} . A. Zona volcánica del Volcán Chichonal, Chiapas. B. Rocas ígneas y metamórficas del Valle de Guadalupe, Baja California.

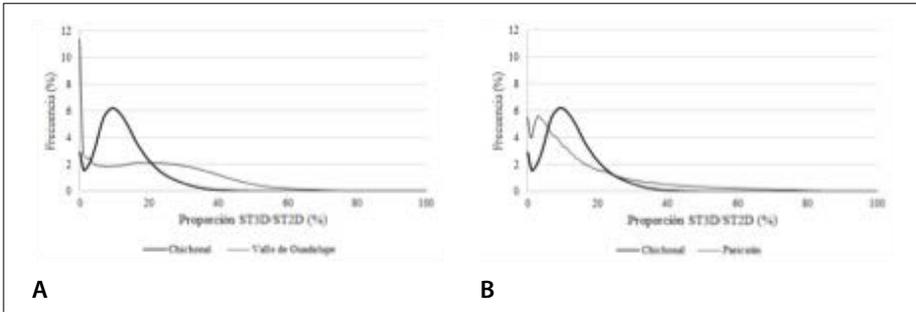


Figura III.15. Diagrama sobre la frecuencia de la relación ST3D/ST2D. A. Comparación entre dos tipos de litología diferentes. B. Relación ST3D/ST2D en zonas volcánicas.

de rugosidad (Fig. III.15A). Este hecho se verifica en el caso de diversos edificios volcánicos (Fig. III.15B).

De hecho, un ejemplo aplicado a dos volcanes activos de México muestra que los que tuvieron la actividad más reciente se caracterizan por una rugosidad baja en relación con la presencia de cenizas (Fig. III.16).

III.2.3. Volumen

a) Generalidades

El cálculo del volumen es un elemento importante que ofrece la representación tridimensional del relieve. En una comparación geométrica se debe considerar

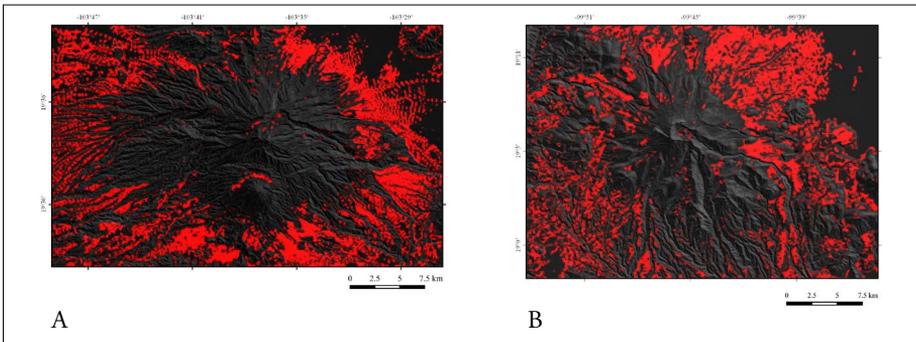


Figura III.16. Rugosidad mínima en rojo en el caso de dos volcanes activos. A. Colima. B. Toluca.

1) la vista o toma de datos, 2) el formato y 3) la aplicación. A continuación, se explican las variaciones en las mediciones (Fig. III.17).

b) Diferencia de alturas

La cuantificación del cambio volumétrico es prioritaria para las investigaciones que consideran la forma y la evolución del terreno (Williams, 2012). Las técnicas geomáticas y de procesamiento han permitido a los geomorfólogos medir la evolución de la forma del relieve (Favalli *et al.*, 2010; Fuller y Marden, 2010; Fuller *et al.*, 2011; Carrivick *et al.*, 2013), especialmente mediante el uso de datos precisos provenientes de la técnica LiDAR. Si bien el valor de la diferencia entre Modelos Digitales Tipo DoDs (Wheaton *et al.*, 2010) proporcionan información sobre la interacción entre proceso y forma, también pueden usarse para realizar predicciones de tipo morfodinámico.

Por ejemplo, a partir de la diferencia entre el MDT de la superficie generada por medio de datos LiDAR y la superficie reconstituida del antiguo cuerpo de agua identificado con evidencia arqueológica, la llanura al norte de San Lorenzo, Veracruz, primera capital Olmeca, se corroboró que estos tiempos, era más profunda de lo que es actualmente, lo que pudo representar una fuente de abundantes recursos acuáticos (Fig. III.18). Se estimó que el ecosistema previo tenía una extensión de 859 hectáreas y un volumen de $7.8 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Generalmente, la información de la superficie terrestre se proyecta en un plano, lo que permite decir que, en este caso, no se trata de una representación tridimensional, sino de una dimensión 2.5. El espacio tridimensional corresponde a la diferencia de alturas entre dos MDE, o bien entre un plano horizontal de referencia y un MDE. Las diferencias de altura o profundidades provienen del cálculo del espacio tridimensional. Ejemplos de su aplicación corresponden a la cuantificación de la erosión/sedimentación, zonas de inundación, deslizamientos,

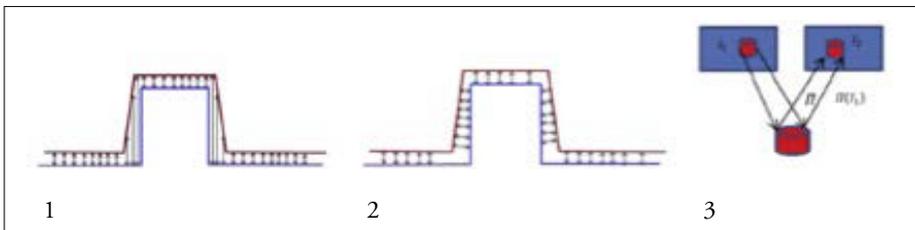


Figura III.17. Medición geométrica de los cambios. En: Qin *et al.* (2016): 1. Diferencia vertical, 2. Diferencias euclidianas y 3. Estimación estereoscópica.

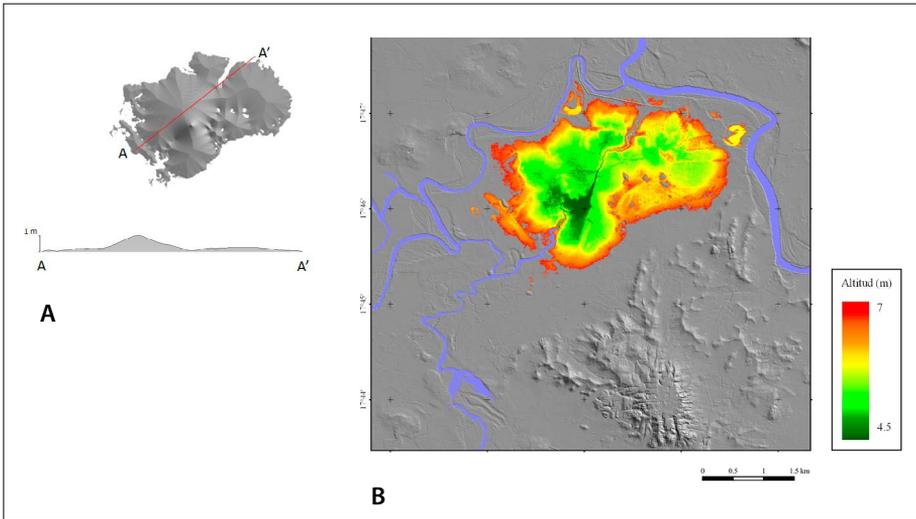


Figura III.18. Superficie reconstituida de la llanura norte de San Lorenzo, Veracruz. A. MDT de los depósitos fluviales que toma en cuenta la presencia de los islotes de la época olmeca; B. MDT de la llanura norte resultado de la interpolación multidireccional (En Ramírez-Núñez *et al.* 2019).

contaminación (Guillande *et al.*, 1993; Parrot, 2009; Ramírez-Núñez y Parrot, 2014, 2016; Parrot, 2016b; Quesada-Román y Zamorano-Orozco, 2019; Gutiérrez-Ruiz *et al.*, 2020; Legorreta *et al.*, 2020), entre otros. Un problema asociado a esta medición ocurre cuando el MDE contiene errores de registro y artefactos, además se espera que, en bordes de objetos, por ejemplo, con planos perpendiculares al terreno, exista una subestimación en las mediciones. En general, se utiliza en MDE de grandes zonas y es fácil de implementar.

c) Distancias euclidianas tridimensionales

Consiste en la medición de las distancias euclidianas entre dos superficies tridimensionales, considera tres grados de libertad lo que implica la estimación de la dirección de las normales.

d) Diferencias geométricas basadas en la proyección

Cuando la toma de datos tridimensionales se realiza con una densidad adecuada y en distintos ángulos, es factible utilizar algoritmos DIM (*Dense Image Matching*) o bien a través de la segmentación de un objeto en vóxeles. Ambos acercamientos

pueden complementarse con el uso de datos espectrales o con índices de manera que los cambios de color verifiquen el conjunto de datos tridimensionales.

Las comparaciones realizadas en imágenes estereoscópicas deben cubrir una cierta densidad de puntos, de lo contrario, los productos resultantes como MDE y nubes de punto no serán de utilidad.

e) Ejemplo de cálculo de los volúmenes por diferencia de altitud. Aplicación al estudio del volcán Parícutín.

Las dos técnicas que siguen corresponden al primer tipo de acercamiento, es decir una estimación de un volumen utilizando la diferencia de altitud entre dos Modelos Digitales de Elevación.

El primer tipo de cálculo solo toma en cuenta el valor de la altitud al centro de los píxeles (**Dif_dem**), y el segundo trata de definir la diferencia entre la superficie “tridimensional” de los píxeles de cada MDE (**Dif_dem_3D_Roughness**, **Dif_dem_3D_V2**), superficie definida en la sección III.2.2.

1. Diferencia entre la altitud al centro del píxel

La diferencia de alturas H corresponde a la sustracción entre dos Modelos Digitales de Elevación. En cada píxel, se mide localmente el volumen; este volumen es igual a $V_L = H \times L_p^2$, donde L_p corresponde al valor del lado del píxel. El volumen total es igual a la suma de todos los V_L .

2. Estimación del volumen entre la superficie tridimensional de los píxeles

El proceso que se utilizó para definir la superficie tridimensional virtual de cada píxel en relación con la hipsometría de sus ocho vecinos se puede igualmente usar como punto de partida para realizar el cálculo volumétrico. Como lo muestra la figura III.19.1, se calcula la altura de los puntos A de la figura III.11 utilizando como referencia el valor altimétrico del plano horizontal del píxel.

El mismo tratamiento se aplica al píxel del segundo Modelo Digital de Elevación, de tal manera que se pueda medir la diferencia de altitud h_c entre los centros de los dos píxeles y las diferencias de altitud $h_1, h_2, h_3, h_4, h_5, h_6, h_7$ y h_8 , entre los 8 puntos A del píxel superior y del píxel inferior (Fig. III.19.2). Se calcula entonces el promedio H_p de las diferencias de altitud y el valor del volumen del píxel; dicho volumen es igual a $V_L = H_p \times L_p^2$, donde L_p corresponde al valor del lado del píxel. Así, se puede asimilar este tipo de medida al cálculo de la derivada de una sección volumétrica entre dos superficies.

Un ejemplo de cálculo de volumen ilustra las diferencias entre los resultados obtenidos utilizando una simple sustracción entre dos MDE y la medida más

sofisticada descrita en este párrafo. Se calculó el volumen del volcán Paricutín, a partir de la curva de nivel de 2600 msnm y su cima a 2808 msnm.

En primer lugar, se genera una máscara que delimita la base del cono volcánico estudiado, lo que permite el minisoftware **BINAR_L8_V2**. La curva de nivel 2600 msnm se eligió para definir la línea de base (Fig. III.20A). La superficie así obtenida cubre 0.935 km², es decir, 935 hectáreas. El programa **Dem_Mask** atribuye, dentro de la máscara (Fig. III.20B), el mismo valor de altitud al Modelo Digital de Elevación original, en este caso 2600 msnm (Fig. III.20C).

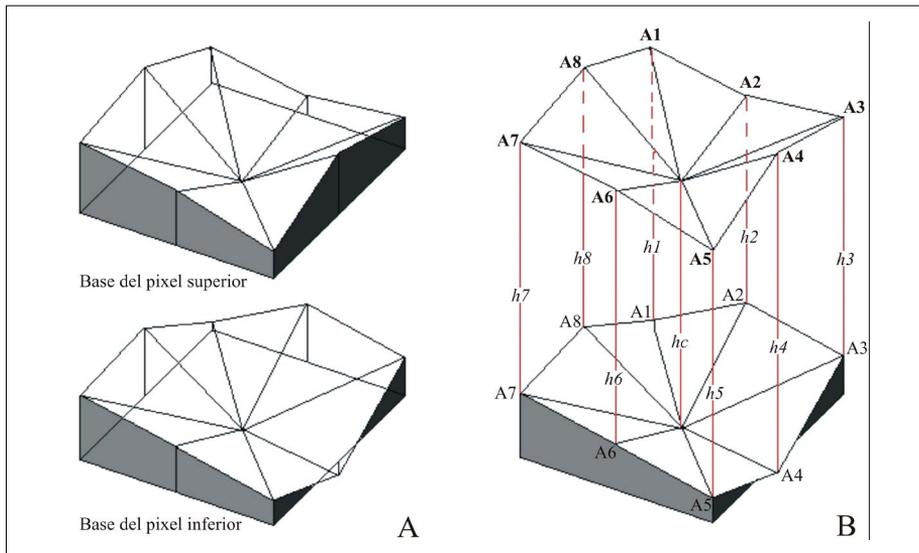


Figura III.19. Cálculo del volumen. A. Bases de los píxeles, B. Relación entre estas bases.

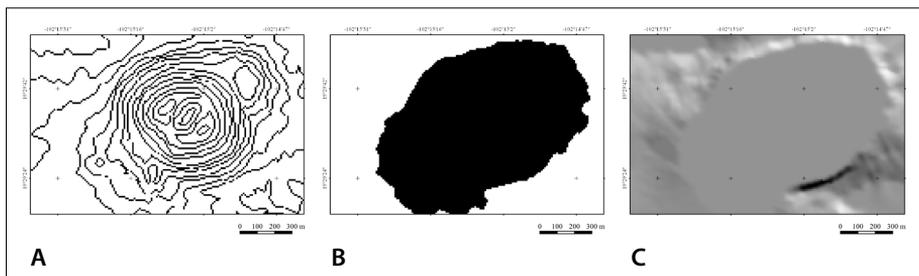


Figura III.20. A. Curvas de nivel provenientes de los datos del INEGI e13b29cn.dxf. B. Imagen binaria de la máscara. C. Forma de relieve nivelada a la altitud 2600 msnm.

En la imagen de la figura III.21, se reporta el bloque tridimensional del Modelo Digital de Elevación original y debajo de este, el bloque tridimensional de la forma del MDE nivelado a la altitud de 2600 msnm. La escala vertical es la misma para los dos modelos, lo que permite ver cuál fue la parte eliminada cuando se realiza la nivelación.

Esta base es el punto de partida para calcular con el programa **Dif_dem** el volumen del cono en relación con las dos expresiones del cálculo del volumen (Fig. III.22): 1) simple diferencia entre la altitud al centro

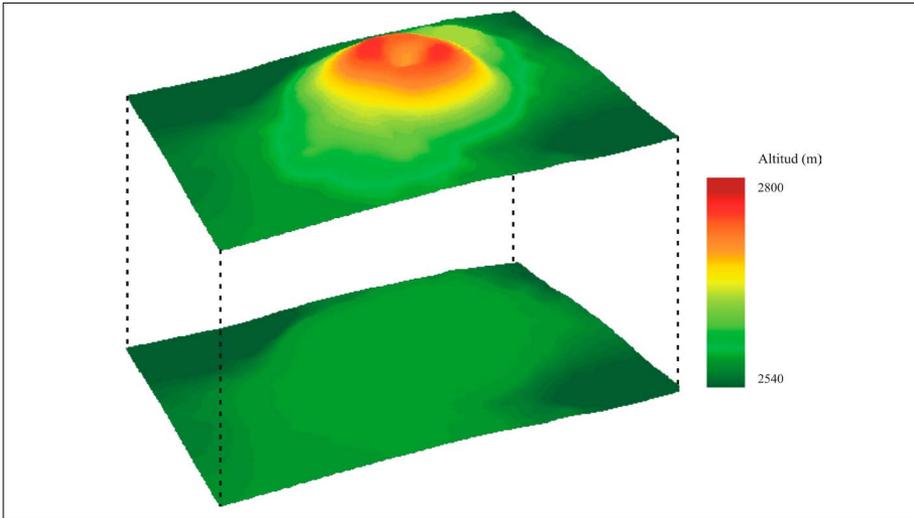


Figura III.21. Bloques 3D de los modelos utilizados para calcular el volumen del volcán.

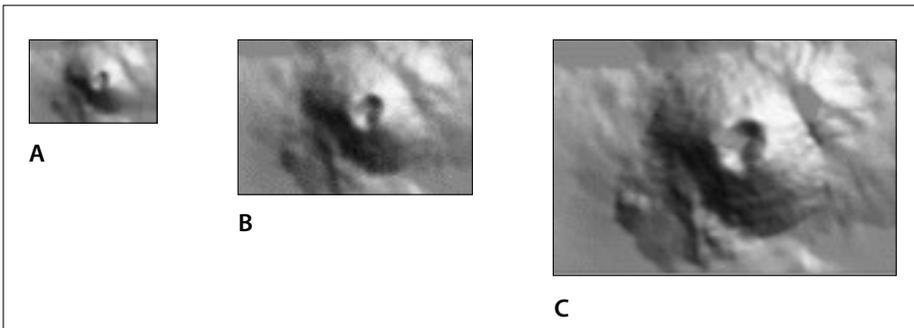


Figura III.22. Cálculo del volumen del volcán Parícutín utilizando como base la curva de nivel 2600 metros. Resolución: A. 30 metros, B. 20 metros y C. 10 metros.

del píxel, 2) estimación del volumen entre la superficie tridimensional de los píxeles.

La tabla III.4. muestra cuales son los resultados obtenidos en función del tamaño del píxel. El volumen obtenido con el segundo cálculo es siempre ligeramente menor que el resultado que proviene de la aplicación del primer cálculo. Por otro lado, se puede notar que la diferencia entre ambos resultados disminuye cuando aumenta la resolución (Fig. III.23), es decir que una representación más precisa de la superficie terrestre requiere de un tamaño de píxel muy pequeño.

III.3. Atributos primarios

Como se mencionó anteriormente, los atributos primarios corresponden a medidas aplicadas directamente a la superficie del MDE. Varios trabajos se han realizado a partir de los datos altimétricos (Van Driel, 1989; Raper, 1989; Dikau, 1989; Kraak, 1989; McLaren y Kennie, 1989; Bak y Mill, 1989; Smith *et al.*, 1990; Schetselaar,

Tabla III.4. Resultados en función del tamaño del píxel y del tipo de cálculo.

Resolución (m)	Volumen m ³		
	2D	3D	Diferencia
10	66203007	66202696	311
20	66884916	66881987	2929
30	68555304	68544174	11130

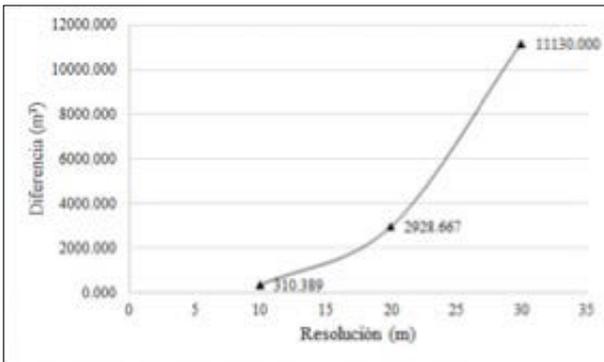


Figura III.23. Evolución de la diferencia en función del tamaño del píxel.

1995; Herzfeld, 2004). Dichas investigaciones se basan en el uso de herramientas modernas en el dominio del tratamiento de imágenes, la infografía, el aprendizaje de máquinas, entre otros (Pratt, 1978; Schweizer, 1987; Plastock y Kalley, 1987, Rogers, 1988; Coster y Chermant, 1989; Motet, 1992; Cocquerez y Philipp, 1995; Voiron, 1995, Woo *et al.*, 1997; Yu *et al.*, 2012; Trevisani y Rocca, 2015).

En los párrafos siguientes se presentan los principales atributos primarios. También existen otros acercamientos que se mencionan de manera breve al final de esta sección.

III.3.1. Hipsometría

El mapa altimétrico o hipsométrico es el primer mapa que se elabora a partir del MDE en un estudio geomorfológico; éste simplifica la comprensión del mapa topográfico, ya que proporciona información de los procesos exógenos y su zonificación, sobre la existencia de morfoestructuras y la morfogénesis del relieve. Se elabora al establecer el rango de altitud que identifica las principales unidades del relieve (montaña, piedemonte y planicie). En este sentido, el tratamiento establece una correspondencia entre la superficie del terreno y las curvas de nivel que se utilizan en la metodología morfométrica clásica aplicada por García-Arizaga y Lugo-Hubp (2003).

a) Creación del mapa hipsométrico de la región de Atlacomulco (Estado de México)

La región de Atlacomulco, Estado de México, tomada como ejemplo, corresponde a una planicie fluvial (Lerma) y montañas volcánicas, región donde se observan procesos de acumulación y erosión fluvial. El Modelo Digital de Elevación proviene de una interpolación multidireccional aplicada a datos vectoriales del INEGI (E14A17).

El software **TLALOC_V2** (Parrot, 2016) crea imágenes de las capas de altitud con intervalos hipsométricos iguales, utilizando matices de color sin suavización (Fig. III.24) o suavizados (Fig. III.25).

b) Capas de altitud y sombra

También, la misma herramienta permite sobreponer dichas capas sobre el modelo digital sombreado (Fig. III.26) para obtener un documento donde se perciben las formas del relieve. Sin embargo, en un estudio cuantitativo, se requiere crear una imagen en tonos de gris de los valores sucesivos de altitud, lo que implica el uso de una variable continua (Fig. III.27).

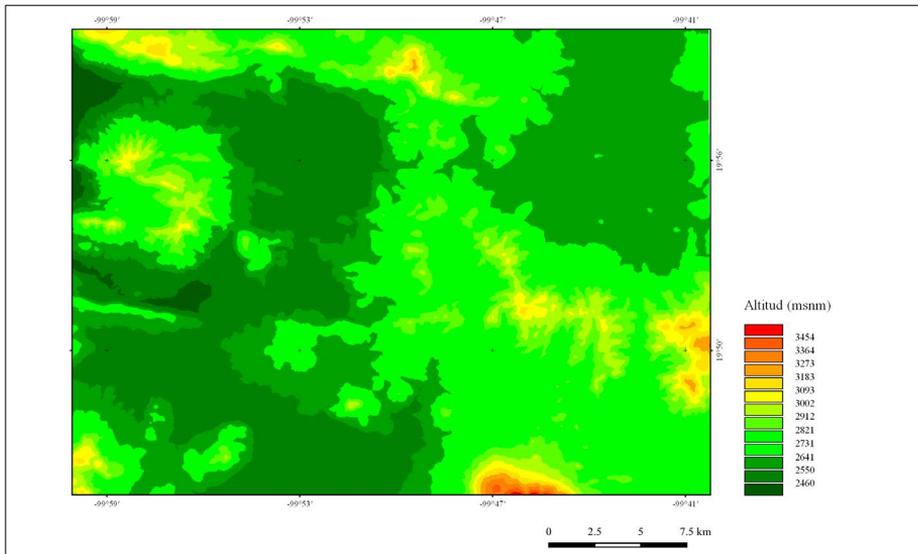


Figura III.24. Capas de altitud sin suavización de los matices de color (MDE de Atacomulco, Estado de México, E14A17).

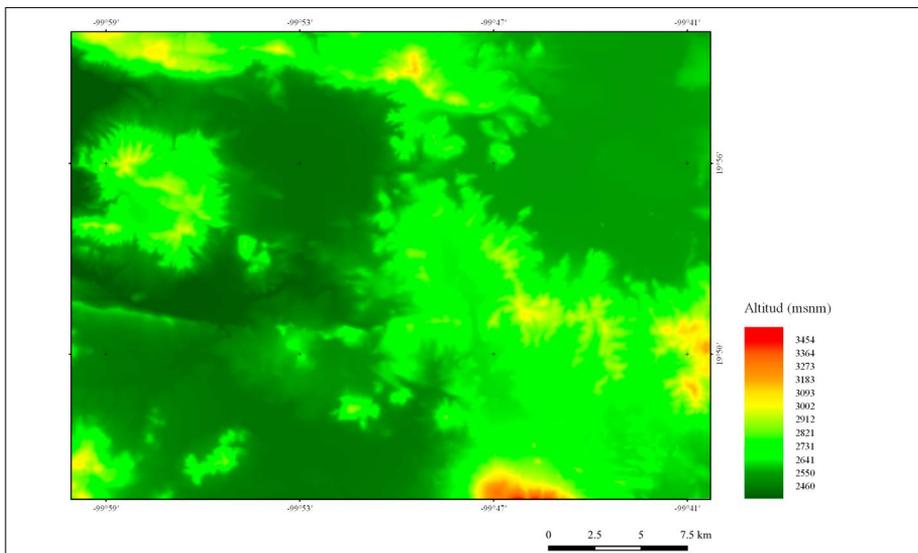


Figura III.25. Capas de altitud con matices de color suavizados (MDE de Atacomulco, Estado de México).

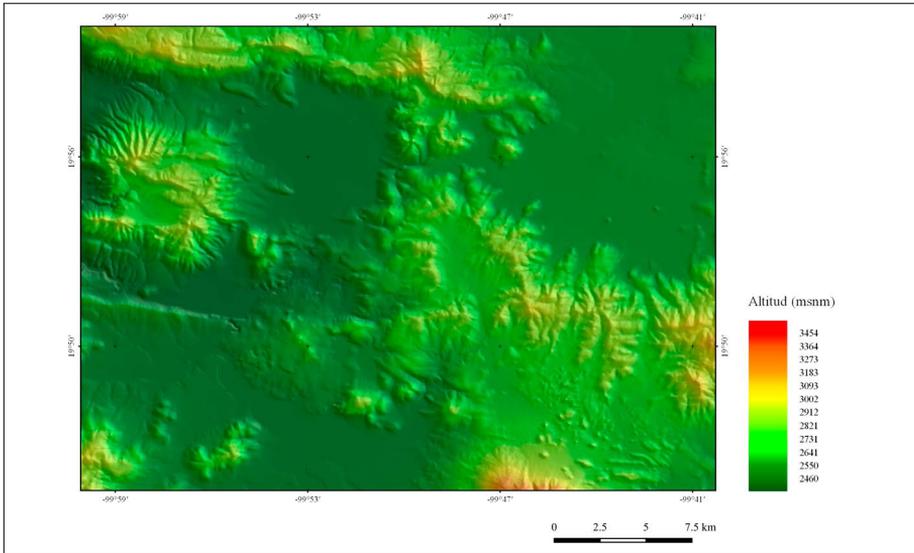


Figura III.26. Capas de altitud y sombra (MDE de Atlacomulco, Estado de México, E14A17).

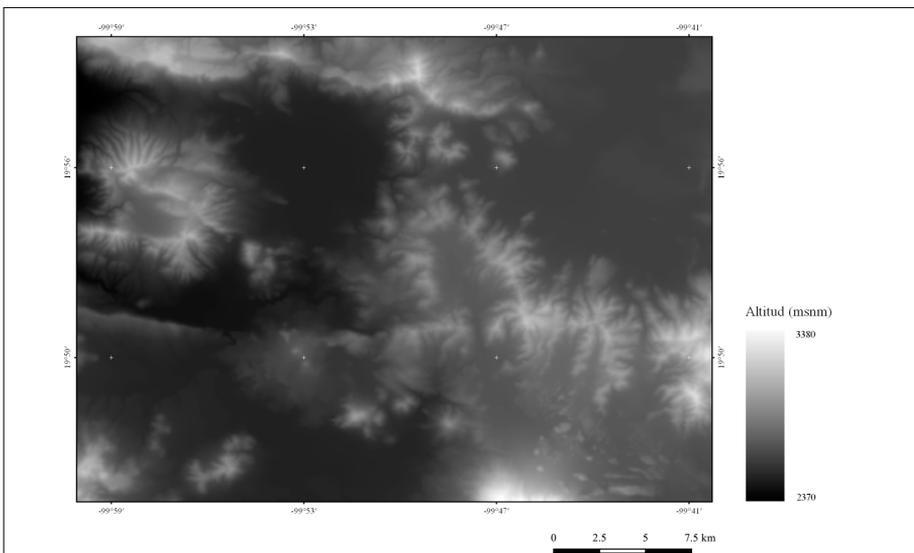


Figura III.27. Capas de altitud en tonos de gris (MDE de Atlacomulco, Estado de México, E14A17).

c) Diferenciación de las depresiones en relación con su nivel hipsométrico

En este caso, se necesita estimar a qué intervalo altimétrico corresponde un tono de gris. Para la zona de Atlacomulco, Estado de México, la altitud mínima (A_{min}) es de 2369 msnm y la altitud máxima (A_{max}) de 3596 msnm, es decir, un intervalo global de 1227 metros; así cada tono de gris corresponde a un intervalo de 4.81 metros. Por otro lado, el histograma de la frecuencia de los tonos de gris (Fig. III.28) muestra que la zona en estudio comprende 2 niveles de altitud característicos; uno alrededor del tono de gris 31 que corresponde a 2518 msnm ($A_{min} + 149$). El segundo tiene el tono de gris 54, es decir una altitud de 2629 msnm ($A_{min} + 260$). Este histograma permite estimar la superficie que corresponde a estas capas de altitud.

Por ejemplo, el segundo pico comprendido entre los tonos 50 y 55 (de 2 609.5 m hasta 2 633.5 m) corresponde a una superficie global de 152 745 píxeles, es decir, tomando en cuenta el tamaño del píxel (arista de 30 metros), corresponde a una superficie aproximada de 137.47 km² que cubre 14.21% de la imagen (ver figura III.29).

El etiquetaje de los componentes de píxeles en la figura III.29 permite extraer y definir dos formas deprimidas de la zona en estudio: la primera (en azul) está comprendida entre 2508 y 2528 msnm y la segunda (en morado), entre 2609.5 y 2633.5 msnm.

III.3.2. Pendiente y aspecto (dirección de la pendiente)

La pendiente de una superficie se puede definir como el ángulo entre ésta y el plano horizontal. Se calcula a partir del valor de la normal a la superficie; por otro lado, la proyección de la normal sobre un plano horizontal indica su dirección. Existen varios métodos que calculan la pendiente y el aspecto, por ejemplo, el mé-

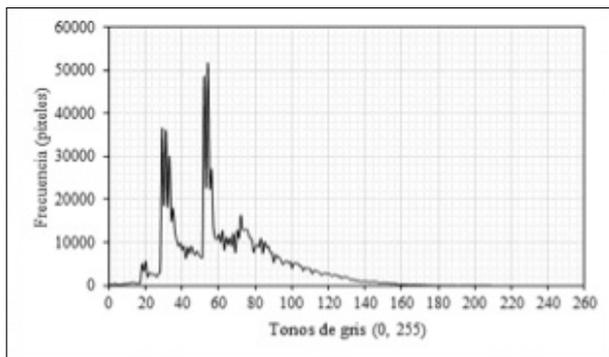


Figura III.28. Histograma de los tonos de gris.

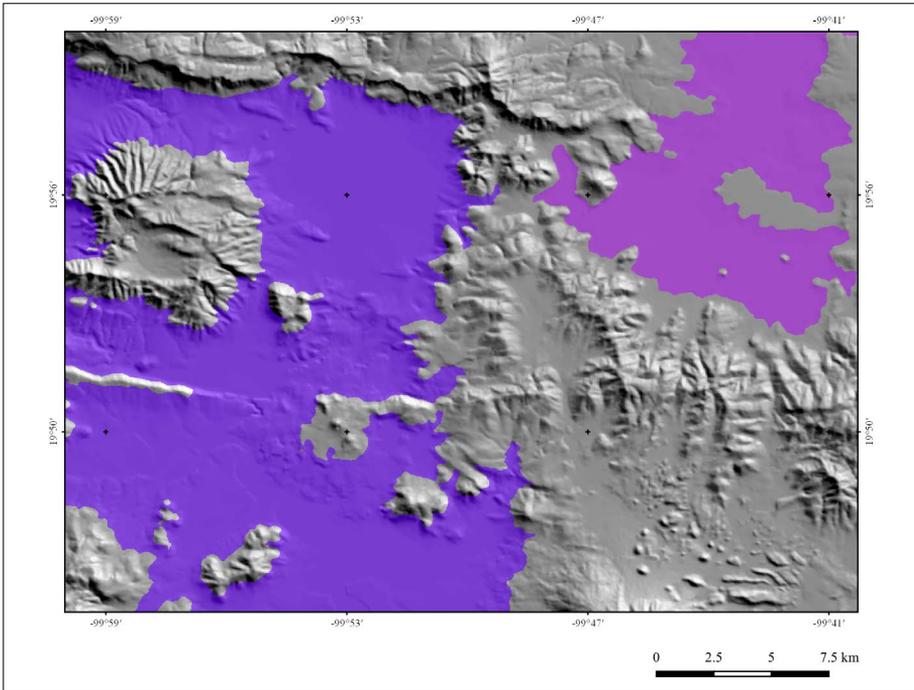


Figura III.29. Imagen etiquetada de las dos depresiones principales en la zona de Atlacomulco, Estado de México.

todo de las superficies bicuadráticas (Peet y Sahota, 1985; Philipp y Smadja, 1994; Cocquerez y Philipp, 1995), el método infográfico (Schweizer, 1987), el filtro de Sobel, entre otros. En todos los casos, se toman en cuenta las relaciones existentes entre un píxel y sus 8 vecinos (Fig. III.30). Así se establecen las relaciones que existen entre las altitudes h de los píxeles y las configuraciones que describen.

Por ejemplo:

$$Z_x = \frac{\delta z}{\delta x} = \frac{z_2 - z_6}{2h} \quad Z_y = \frac{\delta z}{\delta y} = \frac{z_8 - z_4}{2h} \quad Z_{xx} = \frac{\delta^2 z}{\delta x^2} = \frac{z_2 - 2z_9 + z_6}{h^2}$$

$$Z_{yy} = \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = \frac{z_8 - 2z_9 + z_4}{h^2} \quad Z_{xy} = \frac{\delta^2 z}{\delta x \delta y} = \frac{-z_7 + z_1 + z_5 - z_3}{4h^2}$$

$$p = z_x^2 + z_y^2 \quad q = p + 1$$

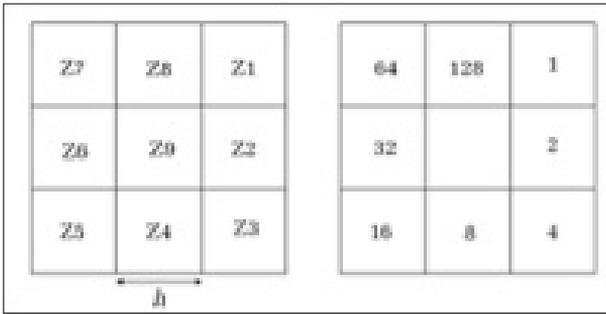


Figura III.30. Numeración convencional para calcular la pendiente y las direcciones de flujo de un píxel en relación con sus 8 vecinos.

Con los valores anteriores, la pendiente es igual a: $S_{FD} = \sqrt{p}$, mientras que la mayor pendiente en una de las 8 direcciones se calcula de la manera siguiente:

$$S_{D8} = \max_{i=1,8} \frac{Z_9 - Z_i}{h\phi(i)}$$

donde $\phi(i) = 1$ en el caso de los vecinos cardinales y $\sqrt{2}$ en el caso de los vecinos diagonales.

También se puede utilizar el detector de bordes de Sobel con las dos matrices (S_x, S_y) de filtraje siguientes:

$$S1 = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix}, S2 = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$$S_x = \left[\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N S1_{m,n} \cdot A_{i-m,j-n} \right] / (8 \times P_s)$$

$$S_y = \left[\sum_{m=-M}^M \sum_{n=-N}^N S2_{m,n} \cdot A_{i-m,j-n} \right] / (8 \times P_s)$$

con $M=N=1$

donde A es la altitud del píxel de coordenadas (i,j) y P_s es el tamaño del lado del píxel.

En este caso, la pendiente (Fig. III.31) y la dirección son iguales a:

$$Pendent e = (a \tan(\sqrt{S_x^2 + S_y^2}) + 180) / \pi$$

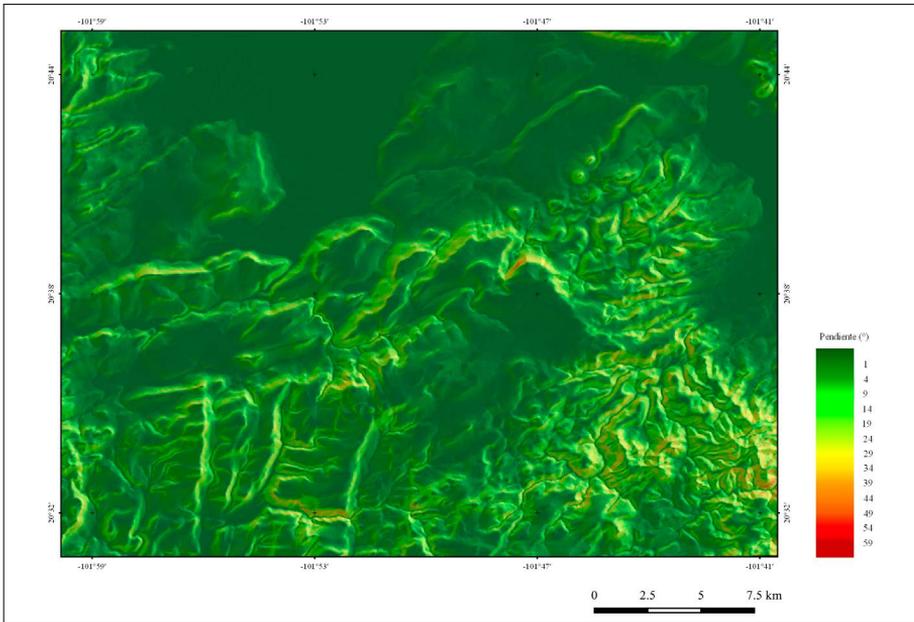


Figura III.31. Mapa de pendientes de la región de Manuel Doblado, Guanajuato (MDE generado a partir de los datos del INEGI F14C61).

$$\text{Dirección} = (a \tan'' (-S_x, S_y \times 180) / \pi$$

a) Ejemplo concerniente al estudio de la pendiente en la región de Manuel Doblado (Guanajuato).

La región de Manuel Doblado, Guanajuato, es parte de la altiplanicie aluvial del río Turbio; presenta elevaciones volcánicas y mesas, en donde se hacen visibles cambios de dirección estructural. Este territorio se caracteriza por una dinámica erosiva y acumulativa y se vincula con un terreno de transición entre el Cinturón Volcánico Mexicano y la Sierra Madre Occidental.

El histograma de la figura III.32 permite definir las frecuencias de las pendientes en la zona en estudio.

Cuando se mide la pendiente utilizando una escala en tonos de gris, el software puede calcular la inclinación en grados, en medio-grado o también, si el abanico de los valores no alcanza los 90°, en segundos (Fig. III.33). En estos casos, se obtiene una serie continua de valores de pendiente y no códigos de color.

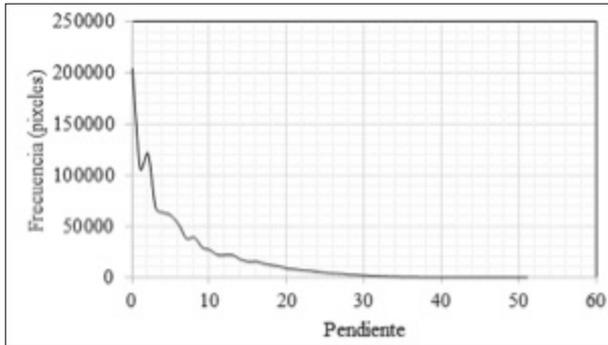


Figura III.32. Histograma de la pendiente de la región de Manuel Doblado, Guanajuato.

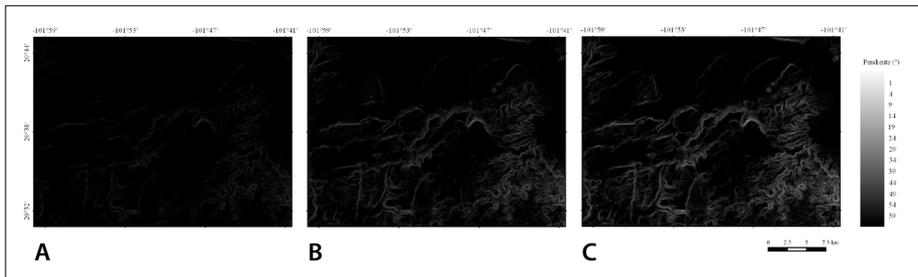


Figura III.33. Ejemplos de cálculo de la pendiente en un corte de la región de Manuel Doblado, Guanajuato. A. Escala en grados. B. Escala en medio-grado. C. Escala de 20 segundos.

b) Ejemplo de estudio del aspecto en la región de Manuel Doblado (Guanajuato)

Por su parte, el aspecto (o dirección de las pendientes) puede mostrar cuales son los rasgos estructurales mayores que caracterizan el paisaje. El algoritmo desarrollado en el software TLALOC para diferenciar dichas direcciones, utiliza el principio de la paleta del pintor con sus tres colores primarios: rojo, amarillo y azul. Un color primario corresponde a un color que no se puede obtener mediante la mezcla de ningún otro. Este modelo idealizado se basa en la respuesta biológica de las células receptoras del ojo humano. La mezcla de dos colores primarios da origen a un color secundario. Existen tres colores secundarios o complementarios: el anaranjado (rojo y amarillo), el verde (amarillo y azul) y el morado (azul y rojo).

1. Colores de la paleta

En 1704, Newton publicó su teoría sobre la existencia de colores primarios y sus derivados¹⁰. Planteaba la existencia de 7 colores de base que corresponden a los tonos del espectro en un prisma. Entre otros, los petrólogos utilizan dicha escala para caracterizar minerales en láminas delgadas de roca. Posteriormente, en el siglo XVIII, la Escuela de Pintura Francesa apoyándose en el modelo de Goethe descrito en 1810¹¹ creó el modelo Rojo-Amarillo-Azul conocido como el Modelo RYB (Red, Yellow, Blue).

Existe una oposición entre un color primario y su complementario (por ejemplo, entre el color rojo y el color verde); esta oposición la utilizó el pintor Cézanne (1839-1906) en sus famosos cuadros de manzanas, para diferenciar la iluminación y la sombra (Fig. III.34).

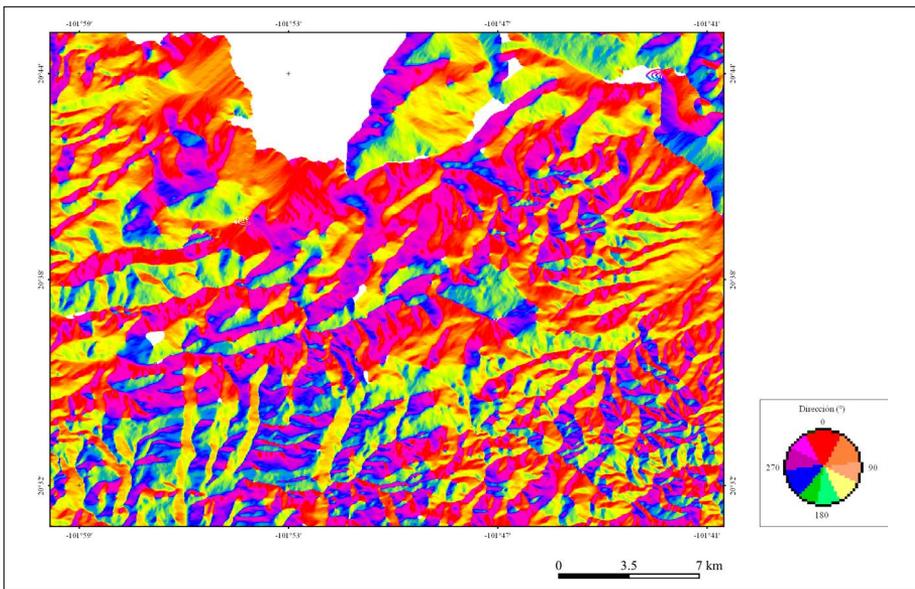


Figura III.35. Imagen del aspecto de la región de Manuel Doblado, Guanajuato (F14C61).

¹⁰ Figura III.33. Ejemplos de cálculo de la pendiente en un corte de la región de Manuel Doblado, Guanajuato. A. Escala en grados. B. Escala en medio-grado. C. Escala de 20 segundos.

¹¹ Goethe, Johann Wolfgang von (1810). "2. Abteilung. Physische Farben". Zur Farbenlehre [Theory of Colours] (in German). Retrieved 2013-03-31.

2. Rosa de las direcciones en el software TLALOC

En la rosa de las direcciones (Fig. III.35) propuesta en el software **TLALOC**, el rojo define, en el sentido del movimiento de las agujas del reloj, la dirección del norte (0° o 360°), el amarillo la dirección del sureste (135°) y el azul la dirección del suroeste (225°). Así, un color complementario como el verde corresponde a la dirección sur (180°). Esta representación permite visualizar fácilmente las direcciones de las pendientes en la zona en estudio. Por otro lado, el diagrama de las direcciones enfatiza los rasgos estructurales mayores (Fig. III.36).

El diagrama bimodal de la figura III.36 muestra que existen dos direcciones principales: 134° y 342° que definen dos ejes cuyas orientaciones respectivamente son 61° y 145° . Cabe mencionar que una orientación está comprendida entre 0° y 180° , cuando la dirección va de 0° hasta 360° .

Un concepto similar (Brewer y Marlow, 1993) fue integrado recientemente en el software ESRI, pero a diferencia del software TLALOC que se basa realmente en la paleta del pintor con los colores primarios rojo, amarillo y azul, el modelo de color RGB (Red Green Blue) de este software comercial toma como base el verde para el norte, el azul para 120° y el rojo para 240° .

III.3.3. Pendiente logarítmica

Si la pendiente en las zonas montañosas puede ser un indicador de rasgos morfológicos, en las zonas casi planas o con una pendiente menor a uno o dos grados como es el caso de las zonas costeras, la distinción entre rasgos poco pronunciados no aparece. Por esta razón y para responder a dicha problemática, la noción de pendiente logarítmica¹² aporta una respuesta detallada sobre todo en relieves con poca diferencia de altitud.

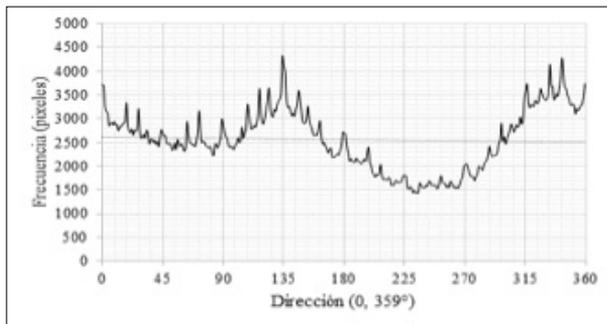


Figura III.36. Diagrama de las direcciones de pendiente en la región de Manuel Doblado, Guanajuato.

¹² Varios atributos del relieve pueden expresarse de manera logarítmica, en este caso utilizamos la pendiente como ejemplo.

El cálculo de la pendiente logarítmica consiste en el realce del valor de la pendiente en cada celda del MDE tomando en cuenta su logaritmo. A diferencia de un software comercial en el cual los valores de cero o negativos del MDE se transforman en celdas sin valores (Fig.III.37A), el programa **Log_Slope** utiliza el logaritmo de los valores decimales incrementados con el valor 1, porque de esta manera no se generan celdas sin información (Fig. III.37B).

Cuando se acaba la primera fase del tratamiento, el valor mínimo (en general 0), el valor máximo y la diferencia entre estos dos valores extremos permiten normalizar el resultado final entre 0 y 255 (escala de los tonos de gris). El programa genera un archivo que precisa el valor de cada tono de gris con la meta de interpretar los datos obtenidos (Fig. III.38).

El resultado será cada vez mejor cuando la dinámica hipsométrica se encuentre por lo menos en centímetros.

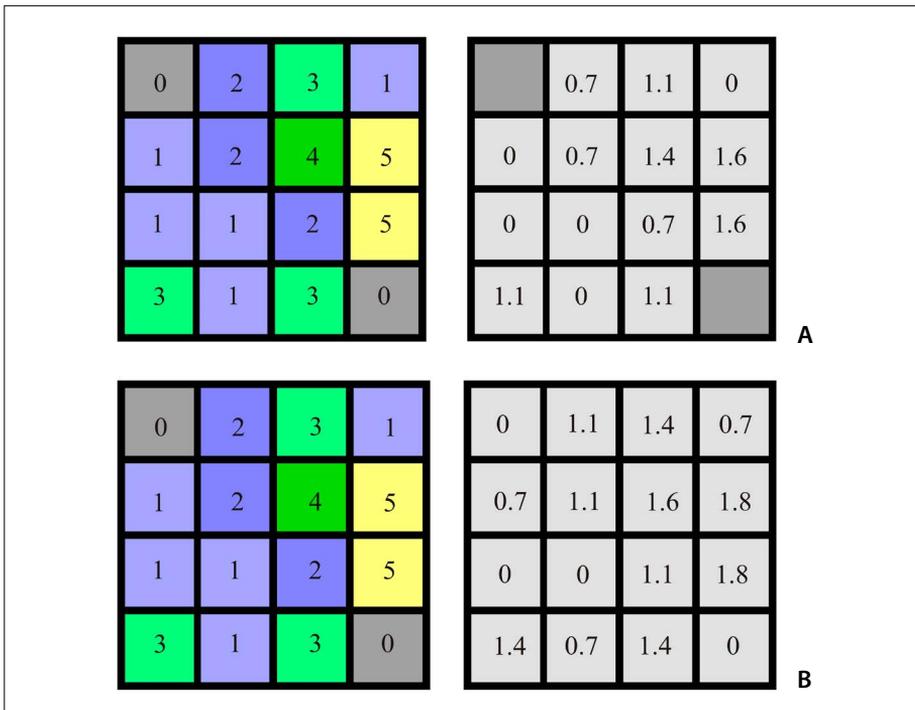


Figura III.37. Ejemplo de tratamientos de la pendiente logarítmica. A. Software comercial. B. Programa Log_Slope. En: Parrot *et al.* (2013).

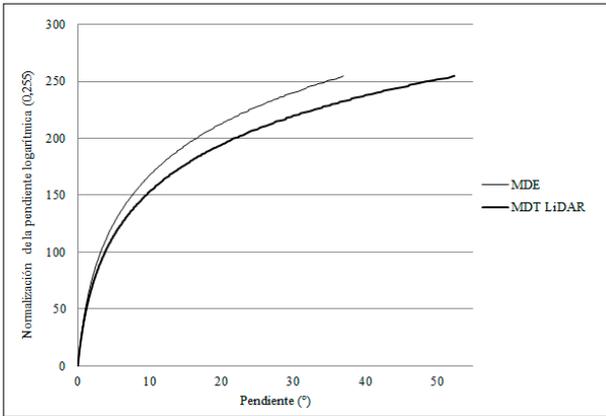


Figura III.38. Relación pendiente logarítmica/pendiente de la cuenca baja del río Coatzacoalcos, Veracruz.

Como lo muestra la figura III.39, el logaritmo de la pendiente estira los valores bajos lo que permite distinguir los cambios de pendiente al nivel local en zonas con pendientes suaves y *a priori* homogéneas. Este tratamiento, debido a su sensibilidad a cualquier variación en la parte baja de la dinámica, requiere utilizar datos de gran precisión como es el caso de los datos LiDAR.

De hecho, la visión logarítmica de la pendiente muestra el nivel de detalle que el tratamiento ofrece en las planicies aluviales. Se realizó en la cuenca baja del río Coatzacoalcos (Veracruz), una comparación (Fig. III.39) que utiliza dos modelos digitales provenientes de datos diferentes: a) un Modelo Digital de Elevación (MDE) procedente de una interpolación multidireccional de los datos vectoriales de las curvas de nivel, y b) un Modelo Digital de Terreno resultante de datos LiDAR.

En el segundo caso, el resalte de variaciones de baja amplitud permite tomar en cuenta la rugosidad de la superficie de los modelos digitales de elevación, debido a las variaciones en centímetros de la respuesta LiDAR.

La figura III.39B muestra los alcances que se pueden obtener con este algoritmo, en la planicie fluvial del río Coatzacoalcos, Veracruz. Así, la escala logarítmica de la pendiente entre 0° y 1.1° enfatiza las formas fluviales como las variaciones del cauce, la presencia de cordones meándricos, así como las estructuras prehispánicas asociadas a la región olmeca de San Lorenzo.

III.3.4. Sombreado

Por “sombreado”, se entiende como la generación de sombra en las superficies del MDE que no son directamente expuestas a la luz del Sol en función del azimut y elevación de este último. En la sección siguiente, se tomará en cuenta lo que

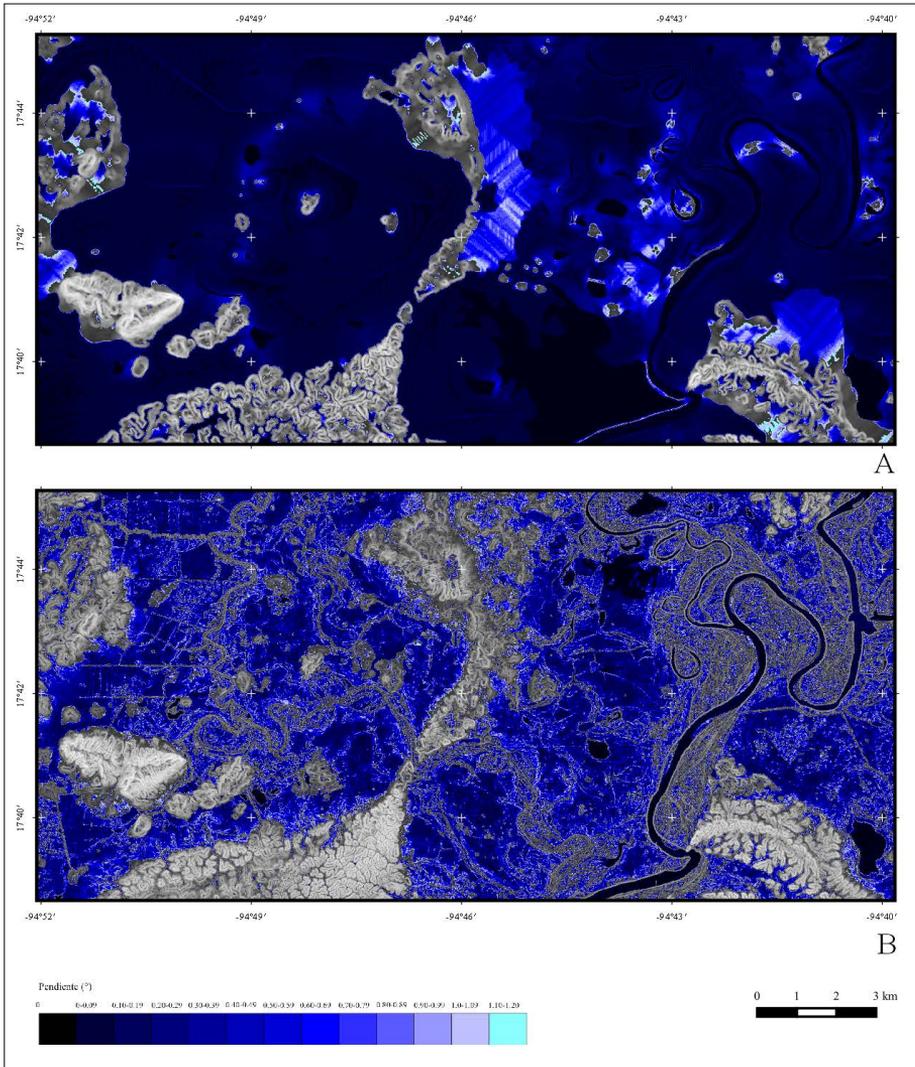


Figura III.39. Pendiente logarítmica de una zona de la cuenca baja del río Coatzacoalcos, Veracruz (en Ramírez-Núñez, 2015).

corresponde realmente a la “sombra”, es decir, lo que se observa en la naturaleza donde existen no solamente superficies iluminadas o no, sino también sombras proyectadas.

El cálculo del sombreado permite distinguir bien los rasgos morfológicos que no se observan en las imágenes de satélite, debido a que éstas son tomadas en fechas y horas determinadas en el recorrido de la órbita de los satélites y el movimiento de rotación de la Tierra.

La intensidad reflejada I_r se calcula: $I_r = I_i \cdot K_m \cdot \cos^n$ donde I_i es la intensidad incidente y K_m un coeficiente de reflexión especular que depende de la naturaleza del material, del ángulo de incidencia y de la longitud de onda. Generalmente, K_m es una constante y n es un coeficiente de brillantez que depende del material. Mientras n sea mayor, la superficie será más brillante.

La figura III.40 muestra respuestas obtenidas en función de diferentes valores angulares que permiten definir la posición del Sol: acimut y elevación (programa

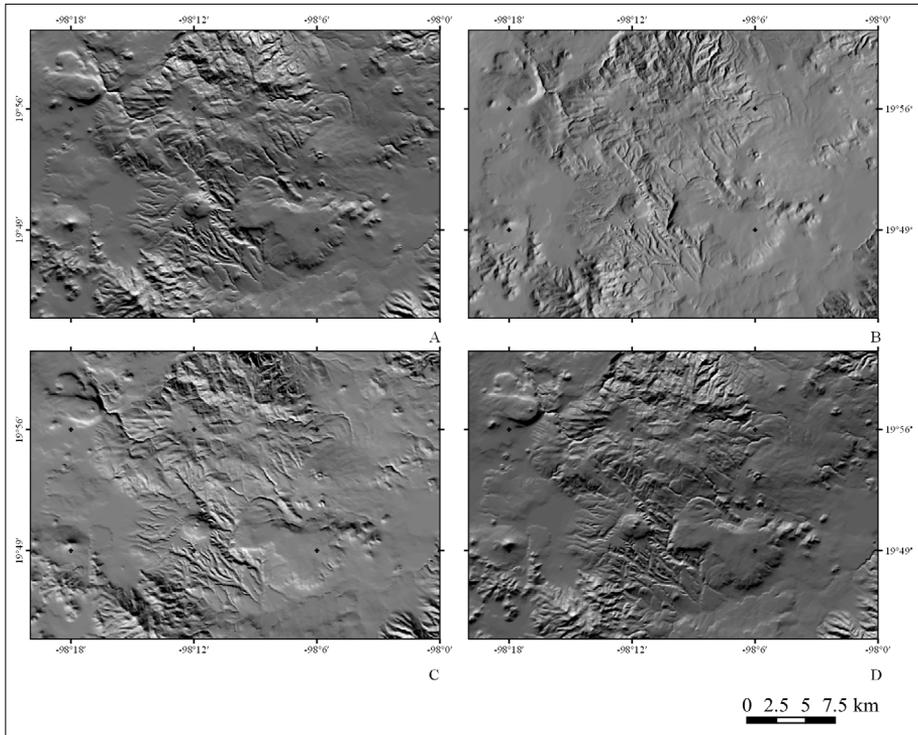


Figura III.40. Sombreados del MDE del volcán Acoculco, Puebla, generado a partir de datos vectoriales del INEGI (Chignahuapan, E14B13). Tamaño del píxel: 15 metros. A. Acimut 13, Elevación: 18. B. Acimut 109, Elevación 28. C. Acimut 202, Elevación: 24 y D. Acimut 340, Elevación: 17.

Sombra, Parrot, 2005c). El azimut corresponde al ángulo de una dirección que se mide a partir del norte geográfico en el sentido del movimiento de las agujas del reloj. Por su parte, la elevación representa el ángulo del rayo incidente tomando el horizonte como referencia. Este ángulo también corresponde a la altura del Sol sobre la línea del horizonte.

Estos tratamientos son particularmente útiles para enfatizar rasgos geológicos, litológicos y morfológicos del relieve. La imagen III.40A muestra, entre otros rasgos, la existencia de una falla con orientación 85° asociada a un desplazamiento lateral de 960 metros que tiene reflejo en un cambio brusco de la dirección de los cursos fluviales (ver primer cuadrante superior izquierdo de la figura III.40A). El estudio de los MDE sombreados permite ubicar y medir rasgos estructurales; en el caso del volcán Acoculco, fue posible determinar que se trata de una sobreposición de estructuras (Fig. III.40B, C y D) y no corresponde a una simple caldera como lo proponen diversos autores (Mooser *et al.*, 1996; López-Hernández *et al.*, 2009).

III.3.5. Sombra proyectada

El cálculo de las sombras proyectadas puede hacerse sobre un modelo elemental en un plano horizontal (x, y); la altitud ($z_{i,j}$) de cada píxel (i, j) se combina con la altitud de dos píxeles vecinos ($i, j+1$; $i+1, j$); así se define una superficie cuya normal se puede calcular. Por otro lado, la reflexión sobre un espejo sigue la ley de Lambert; el flujo reflejado es proporcional al coseno del ángulo θ , en relación con la dirección del flujo incidente y las normales a las superficies de reflectancia. La ley de Beer-Lambert también conocida como ley de Beer-Lambert-Bouguer describe la atenuación de la radiación solar que pasa a través de la atmósfera y su absorción.

Esta ley se expresa como: $I_n = I_0 \exp(-m(k_a + k_g + k_{NO_2} + k_w + k_{O_3} + k_r))$, donde cada k_x corresponde a un coeficiente identificador de la fuente de absorción o dispersión: k_a se refiere a los aerosoles densos (absorción y dispersión), k_g a los gases (absorción), k_{NO_2} (dióxido de nitrógeno) proviene de la contaminación, k_w corresponde a la absorción producida por el vapor de agua, k_{O_3} a la contaminación por ozono y k_r representa la dispersión de Rayleigh responsable entre otros del color azul del cielo; finalmente m es la masa de aire.

Por otro lado, el flujo reflejado I_r es igual a $I_i \times kd \times \cos\theta$, con $0 < \theta < \pi/2$; donde, I_i es el flujo incidente y kd es el coeficiente de difusión. En esta ecuación de la distribución de la sombra (Fig. III.41), los píxeles de sombra se codifican con el valor 0, y los píxeles que corresponden a la sombra proyectada se determinan a partir de las siguientes ecuaciones: el valor V de los tonos en gris (entre 0 y 255) corresponde a la relación entre I_r e I_i y es igual a: $V = (255 \cdot I_r) / (I_i = 255 \cdot K_m \cdot \cos^n \alpha)$.

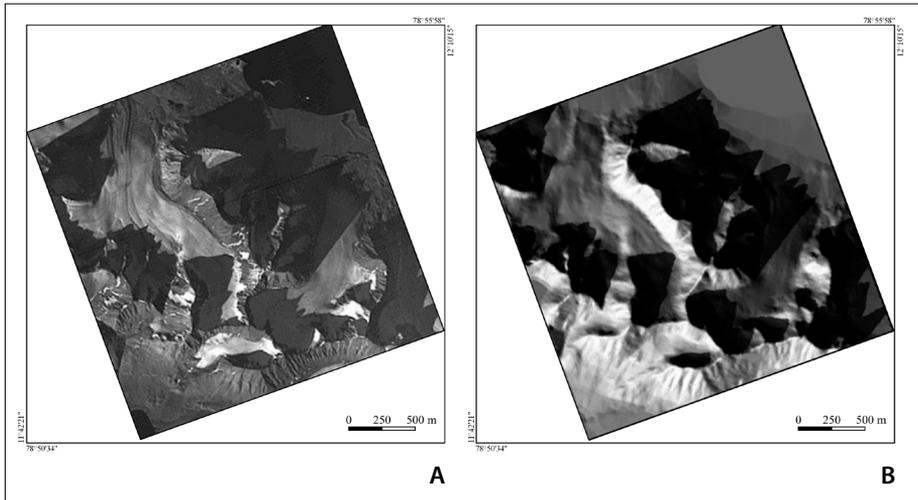


Figura III.41. Cálculo de las sombras proyectadas de una zona del Spitzberg, Noruega (en Parrot *et al.*, 1993). A. Imagen SPOT, B. sombras proyectadas.

a) Estudio de las sombras proyectadas en Spitzberg, Noruega

En el caso del tratamiento mostrado como ejemplo (Fig. III.41), las sombras proyectadas que se observan en las imágenes de satélite son importantes ya que la latitud es de $\sim 78^\circ$ N y la hora del paso del satélite es temprana (región de Longyearbyen, Spitzberg, Noruega). Pero cuando existen, es posible equilibrar las respuestas de la reflexión en las zonas iluminadas y las zonas sombreadas. Este tratamiento permite definir la posición y seguir el desplazamiento en el tiempo de la “firn line” (límite nieve/hielo compuesta por la nieve remanente de los inviernos anteriores parcialmente compactada). Cuando se precisa la posición de este límite, se establece el balance entre cuenca de recepción y la lengua del glaciar formada por hielo azul, lo que permite seguir la evolución de los glaciares en el tiempo. Esta evolución es estrechamente vinculada al de las condiciones climáticas y los efectos del calentamiento global ya eran perceptibles en 1993 (Parrot *et al.*, 1993).

b) Bahía de Acapulco (Guerrero)

En la latitud de México no se encuentran condiciones similares a las del ejemplo anterior por lo que las sombras proyectadas observadas sobre las imágenes de satélite son poco importantes.

Sin embargo, el software TLALOC_V2 presenta una función que permite calcular las sombras y las sombras proyectadas que también pueden extenderse en el mar. El ejemplo reportado en la figura III.42 muestra cómo se presentan en el amanecer las sombras proyectadas sobre la Bahía de Acapulco, Guerrero.

III.3.6. Iluminación

Con los resultados provenientes de la sombra proyectada, también es posible calcular la iluminación o la insolación de una región durante un día, una estación o un periodo determinado (algoritmo **Fast_Illum**). Para ello se calculan las posiciones solares (elevación El y acimut Az) para cada hora del día o durante un periodo determinado utilizando las expresiones matemáticas siguientes:

$$\sin El = \sin L \times \sin D + \cos L \times \cos D \times \cos H$$

$$\tan Az = \sin H / (\cos H \times \sin L - \tan D \times \cos L)$$

donde D es la declinación solar, L la latitud de la zona y H el ángulo horario (15° de longitud equivale a 1 hora).

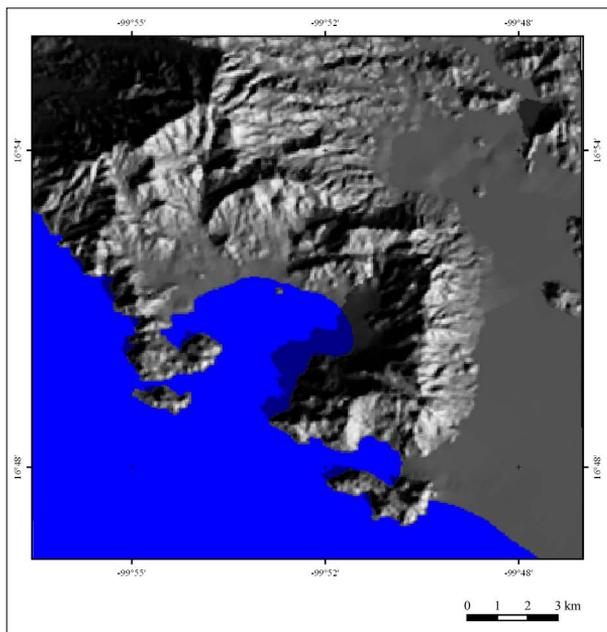


Figura III.42. Sombras proyectadas en la Bahía de Acapulco, Guerrero (MDE con escala hipsométrica en centímetros proveniente de una interpolación por dilatación de curvas de los datos vectoriales correspondientes, E14C57, INEGI).

a) Ejemplo del Valle de Guadalupe, Baja California

El ejemplo que se presenta corresponde a un estudio sobre la insolación diaria en la zona vinícola del Valle de Guadalupe, Baja California. Se presentan dos fechas: la primera para el solsticio de invierno (Fig. III.43A), y la segunda para el solsticio de verano (Fig. III.43B). Es evidente que, al conocer la cantidad de radiación solar en esta fosa tectónica, la producción vinícola es importante y se mantiene durante la mayor parte del año.

Se trata aquí de un simple ejemplo, pero este parámetro se revela esencial para estudiar el paisaje en relación con los diversos parámetros morfológicos. El desarrollo de un bosque depende no solamente de la naturaleza del suelo y del subsuelo, sino también de las condiciones de insolación; la ubicación de los diferentes tipos de bosque provee a su vez información geomorfológica.

b) Ejemplo de sombra proyectada en el medio urbano

Un segundo ejemplo corresponde a la zona de la avenida Paseo de la Reforma y sus alrededores en la Ciudad de México (Fig. III.44). El cálculo de la iluminación muestra las fachadas norte y noroeste como las zonas de nula o muy baja radiación solar. La baja insolación afectará directamente los niveles de confort en el ambiente urbano, la vegetación y fauna, etc.

III.4. Parámetros de rugosidad

El análisis de la estructura de una imagen permite caracterizar los rasgos geomorfológicos a partir de la rugosidad de una superficie (Matsuyama *et al.*, 1983; Cocquerez y Philipp; 1995; Philipp y Smadja, 1994; Chorowicz *et al.*, 1995; Wood, 1996).

La rugosidad de una superficie sobre el MDE da información sobre los rasgos geomorfológicos de una región. En particular, los tratamientos basados en el análisis de la textura permiten evaluar la rugosidad. Por ejemplo, se calculan a lo largo de un perfil, la media de la raíz cuadrada (**RMS_Roughness**) y la variación de la pendiente (**RMS_Slope**). Los rasgos geomorfológicos como la rugosidad de la superficie de los MDE dan información sobre la geomorfología regional.

Existen diversos parámetros para medir la rugosidad (Clarke, 1986; Polidori, 1991; Polidori *et al.*, 1991; Klinkenberg y Goodchild, 1992; Cheng *et al.*, 1999; Xie y Wang, 1999; Grohmann *et al.*, 2011; Hani *et al.*, 2011 y 2012; Florinsky, 2016). La dispersión de las normales en cada punto del MDE representa otro método de medida de la textura (Fisher, 1953; Harris y Barrett, 1978). Algunos

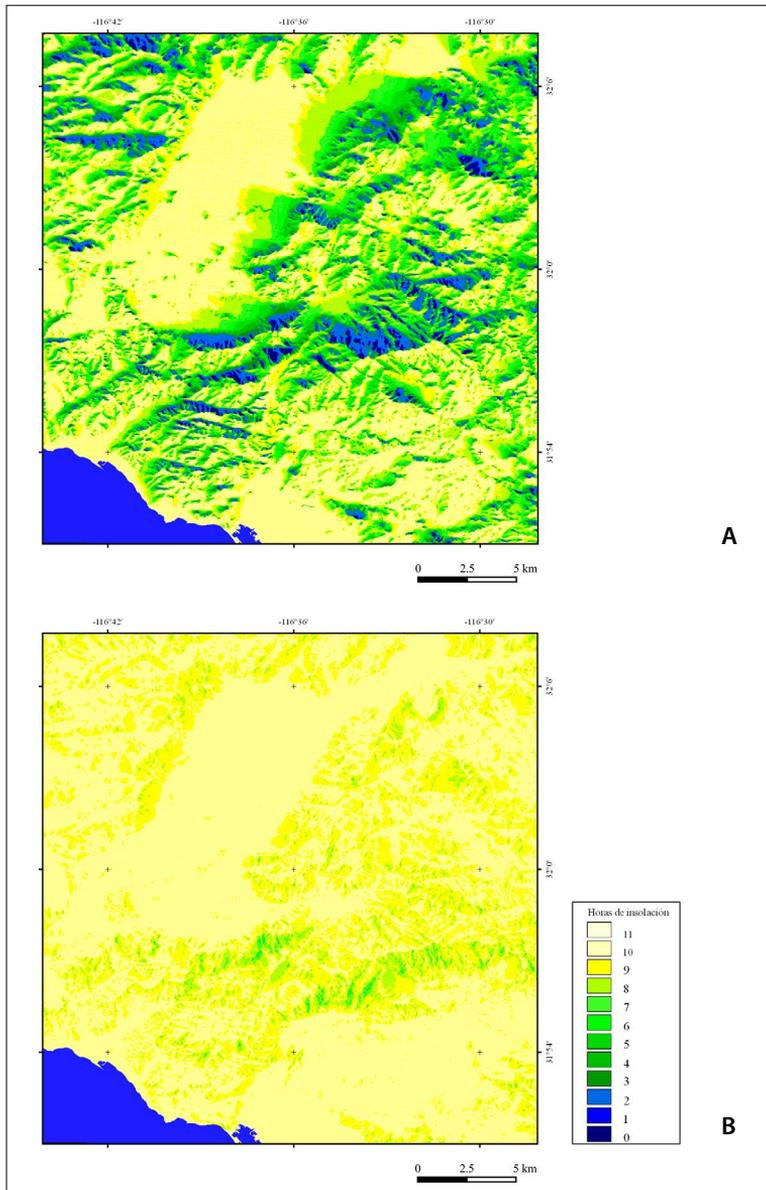


Figura III.43. Insolación de la zona vinícola del Valle de Guadalupe, Baja California; corte del MDE con escala hipsométrica en centímetros y resolución horizontal de 10 metros. Datos INEGI I11D81, I11D82, H11B11 y H11B12. A. Solsticio de invierno. B. Solsticio de verano.

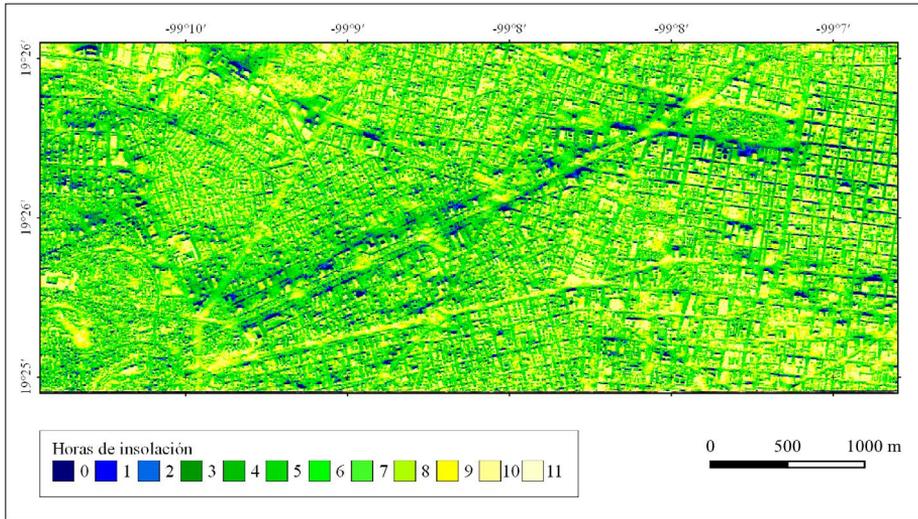


Figura III.44. Horas de insolación en la zona de Paseo de la Reforma, Ciudad de México.

autores propusieron analizar localmente la superficie utilizando la noción de curvatura (Peet y Sahota, 1985; Saint-Marc y Richetin, 1987; Philipp y Smadja, 1994; Cocquerez y Philipp, 1995). Si el MDE *raster* no corresponde estrictamente a un modelo de la superficie, es posible desarrollar una expresión de la superficie del MDE utilizando la técnica propuesta por Haralick (1983) o Philipp y Smadja (1994). Por otro lado, el cálculo de los atributos de curvatura tales como k_1 , k_2 , K_1 y K_2 se obtienen utilizando la superficie bicuadrática para clasificar diferentes tipos de superficies e incluso comparar este parámetro en varias escalas (Peet y Sahota, 1985; Besl y Jain, 1986; Cocquerez y Philipp, 1995; Lai *et al.*, 2014; Krebs *et al.*, 2015; Prasicek *et al.*, 2014).

Mitasova y Hofierka (1993) estiman que la curvatura total K_T puede ser útil para medir la convergencia y la divergencia de los flujos, y Dikau (1989) piensa que K_T delimita las unidades geomorfológicas. Mientras que los métodos de la geometría diferencial (reconocimiento de formas, filtros y análisis texturales) analizan la superficie y sus irregularidades (Besl y Jain, 1986; Peet y Sahota, 1985; Philipp y Smadja, 1994; Kolahi-Azar y Golriz, 2018).

Otros métodos consideran los modelos de dispersión de las normales de la superficie como una medida de la textura (Fisher, 1953; Harris y Barrett, 1978). Algunos más utilizan los parámetros de curvatura local de la superficie (Peet y Sahota, 1985; Saint-Marc y Richetin, 1987; Philipp y Smadja, 1994; Cocquerez

y Philipp, 1995). Por otro lado, técnicas recientes usan los fractales y los multifractales para mostrar la presencia de artefactos, dar una evaluación de la calidad de los MDE (Polidori, 1991; Datcu *et al.*, 1996; Hani *et al.*, 2012), estudiar los fenómenos de erosión (Chen *et al.*, 1989; Luo *et al.*, 2018).

III.4.1. Concavidad y convexidad

La superficie del MDE dibuja zonas cóncavas y convexas desde un punto de vista cenital. Dentro de una ventana móvil de tamaño creciente (de 3×3 hasta 7×7 o 9×9) o dentro de un círculo de radio diferente, los algoritmos buscan los píxeles de valor más alto que el píxel central de la ventana, o los píxeles de la misma altitud y los píxeles de valor más bajo. Estos tratamientos se utilizan para identificar la extensión de las laderas, parteaguas y barrancos en el análisis geomorfológico. Un ejemplo ilustra el aporte de este tipo de análisis en el caso del cono de deyección que se localiza al pie de la falla Tuxtla-Socoltenango en Chiapas y que se extiende hasta el río Grijalva (Fig. III.45, III.46 y III.47).

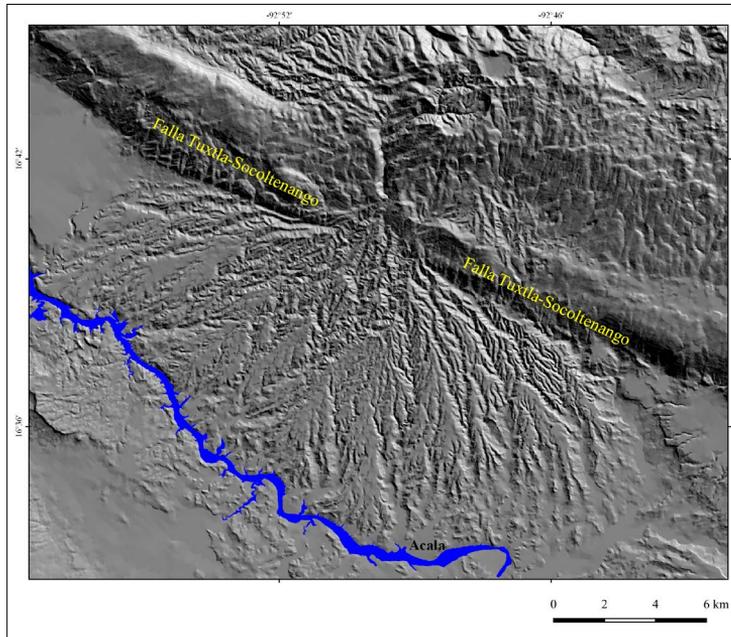


Figura III.45. Modelo Digital sombreado del cono de deyección, dispuesto “hacia adelante” del frente montañoso (escarpe-plano de falla), de la falla normal Tuxtla-Socoltenango.

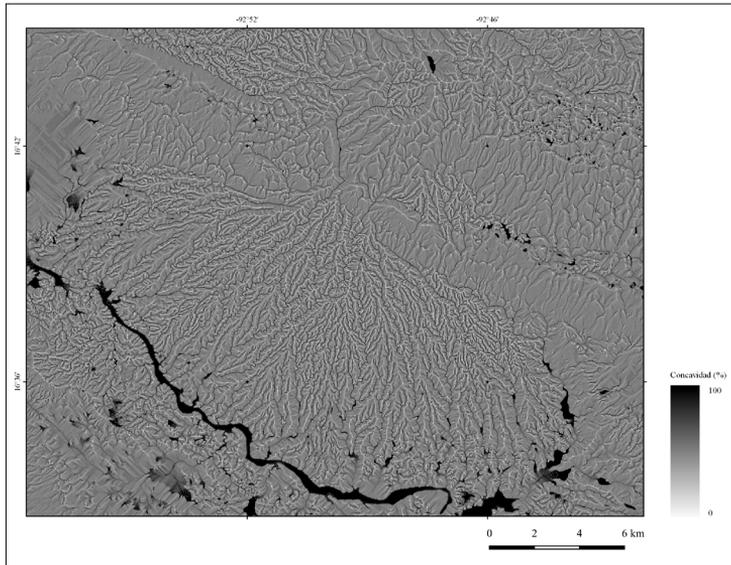


Figura III.46. Convexidad (blanco) y concavidad (negro) de la superficie del MDE.

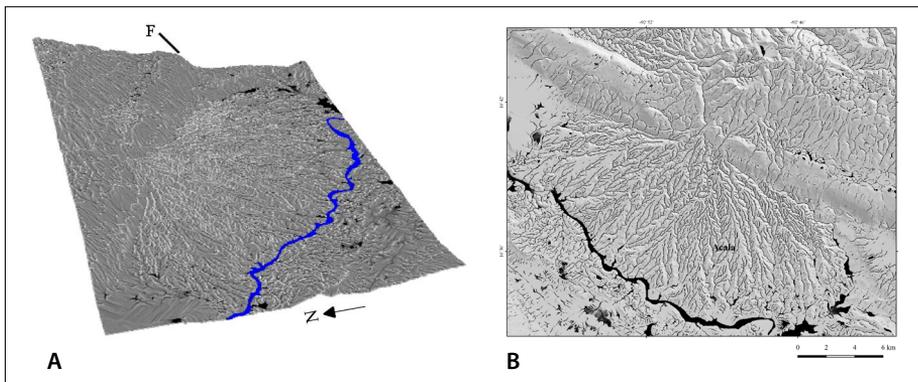


Figura III.47. A. Sobreposición de la imagen III.46 en el MDE (exageración vertical que evidencia el plano de falla F); B. Imagen binaria de la concavidad; la red de drenaje corresponde a la respuesta en tonos de gris 0-90 de la concavidad.

III.4.2. *Dispersión de las normales*

En el espacio continuo, una superficie tridimensional P puede ser descrita de la siguiente manera:

$$P(u, v) = \begin{pmatrix} r \cdot \sin u \cos v \\ r \cdot \sin u \sin v \\ r \cdot \cos u \end{pmatrix}$$

donde u , v y r son coordenadas esféricas.

Así, la normal h^+ a P está dada en la siguiente ecuación:

$$h^+(u, v) = \frac{\delta P / \delta u (u, v) \times \delta P / \delta v (u, v)}{|\delta P / \delta u (u, v) \times \delta P / \delta v (u, v)|}$$

La normal \vec{n} se asigna al nodo N de un MDE al sumar las cuatro normales que le rodean (Fig. X).

$$\vec{n} = \frac{\vec{n}_1 + \vec{n}_2 + \vec{n}_3 + \vec{n}_4}{|\vec{n}_1 + \vec{n}_2 + \vec{n}_3 + \vec{n}_4|}$$

Donde n_1 , n_2 , n_3 y n_4 representan las cuatro normales de las cuatro facetas que rodean al nodo N . La normal de una faceta triangular definida por tres puntos (A , B , C) está dada por:

$$\vec{n} = AB \times AC$$

Esta metodología se basa en el modelo propuesto por Fisher (1953) y por Harris y Barret (1978), el cual da resultados interesantes a cualquier escala. Estos resultados son similares a los que se originan con los filtros de Laplace y que corresponden a los filtros paso alto que detectan las variaciones de alta frecuencia. Sin embargo, el procesamiento ofrece mejor contraste y permite discriminar fácilmente las diferentes zonas de acuerdo con su rugosidad.

III.4.3. Noción de curvatura

El cálculo de los atributos de curvatura se basa en la tasa de cambio que presentan derivadas del primer orden como la pendiente o el aspecto en una dirección particular. Existen diversos métodos de cálculo (Evans, 1972; Florinsky, 1998a; Moore *et al.*, 1993b; Shary *et al.*, 2002), cada uno con distinto desempeño (Hengl y Evans, 2009). Las dos curvaturas más utilizadas son la curvatura plana K_c (o tasa de cambio del aspecto siguiendo una curva de nivel) y la curvatura de perfil K_p (tasa de cambio de la pendiente siguiendo una línea de flujo). En este marco,

Mitasova y Hofierka (1993) proponen utilizar la curvatura tangencial K_t (correspondiente a la curvatura plana multiplicada por el seno del ángulo de pendiente). Dichos atributos se calculan de la manera siguiente:

$$K_p = \frac{z_{xx}z_x^2 + 2z_{xy}z_xz_y + z_{yy}z_y^2}{pq^{3/2}}$$

$$K_c = \frac{z_{xx}z_y^2 + 2z_{xy}z_xz_y + z_{yy}z_x^2}{pq^{3/2}}$$

$$K_t = \frac{z_{xx}z_y^2 + 2z_{xy}z_xz_y + z_{yy}z_x^2}{pq^{1/2}}$$

A veces, se utiliza la curvatura total correspondiente a:

$$K = z_{xx}^2 + 2z_{xy}^2 + z_{yy}^2$$

donde z_{xx}^2 es la derivada en dirección de las columnas, z_{yy}^2 es la derivada en dirección de las líneas, z_{xy}^2 es la derivada en diagonal. En la figura III.48 se presentan dos ejemplos del tratamiento de curvatura que enfatiza formas erosivas asociadas a rasgos estructurales: en la zona del Spitzberg, la zona comprendida entre los dos glaciares corresponde a un bloque basculado como lo enfatiza la dirección de los barrancos de un lado y otro del parteaguas de orientación NW-SE (Fig. III.48A). En el caso del volcán El Misti, la curvatura subraya la fuerte disección vertical que genera barrancos, no solo sobre las vertientes del cono, sino también, en las laderas del cauce norte cuya trayectoria se materializa en una línea

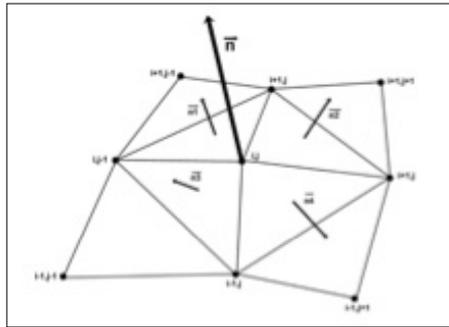


Figura III.48. Cálculo de las normales de acuerdo con Schweizer (1987)

que representa el fondo ya que este no presenta una curvatura proveniente de la dispersión de las normales.

III.4.4. Dimensión fractal

La geometría euclidiana no permite medir de manera adecuada los rasgos naturales, como lo hace la geometría fractal, misma que describe la textura y la estructura de manera cuantitativa (Mandelbrot, 1983; Feder, 1988). Existen muchas definiciones de dimensión fractal, las cuales relacionan este parámetro con el grado de irregularidad de los objetos (Pentland, 1984), o con el grado y la heterogeneidad de la ocupación del espacio por éstos (Mandelbrot, 1983). Numerosos trabajos de investigación se han dedicado a desarrollar procedimientos prácticos para calcular la dimensión fractal de diversos sistemas, ya sea naturales o artificiales (Pentland, 1984; Sarkar y Chaudhuri, 1994).

La dimensión fractal de masa (Dm) se calcula utilizando el método de conteo de caja o *box-counting*. Anderson *et al.* (1996, 2000) describen los principios básicos del método de conteo de caja de la siguiente manera:

El proceso consiste en cubrir la fase de interés por cajas de tamaño $m \times m$ píxeles progresivamente más grande (Fig. III.49A) y sumar, a cada etapa, el número de cajas donde se encuentra el objeto en estudio. Para cada valor de m se realiza el conteo del número de cajas $N(m)$ ocupadas por la fase de interés. Al incrementarse m , $N(m)$ disminuye. El valor de Dmp o Dms , para cualquier imagen, se define

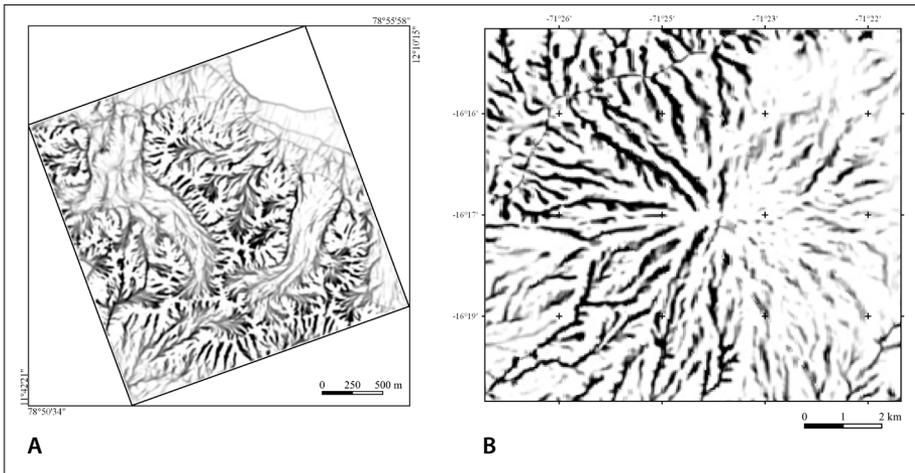


Figura III.48. Dispersión de las normales. A. Spitzberg (Noruega), B. Volcán El Misti (Perú).

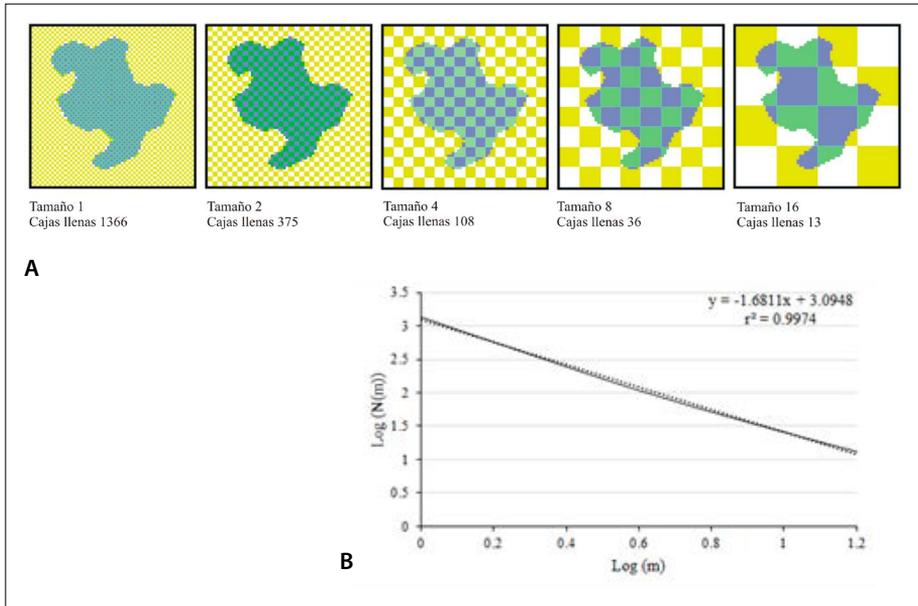


Figura III.49A. Cálculo de la dimensión fractal en una imagen. III.49B. Pendiente de la gráfica $\text{Log}(N(m))$ vs. $\text{Log}(m)$ de la imagen III.48A.

como el inverso de la pendiente de la gráfica $\text{Log}(N(m))$ vs. $\text{Log}(m)$. En el grafico resultante (Fig. III.49B), la dimensión fractal es igual a 1.68.

El mismo tipo de cálculo se puede aplicar en el espacio tridimensional (Taud y Parrot, 2005)¹³. Pero aquí, se mide el número de vóxeles de tamaño creciente que ocupa la forma estudiada. El tamaño de la ventana móvil sobre la cual se ubican dichos vóxeles es de 12 o 24 píxeles de base. La dimensión fractal obtenida en el ejemplo reportado (Fig. III.50) es igual a 2.57. Es decir que en el caso de una imagen bidimensional la dimensión fractal está comprendida entre 1 y 2 y, en el caso de una imagen tridimensional, este valor está comprendido entre 2 y 3.

Por otro lado, para tomar en cuenta ligeras diferencias de altitud y poner de esta manera en evidencia estructuras detalladas, el algoritmo permite reducir la altura de los vóxeles, es decir, se hace el cálculo con paralelepípedos rectangula-

¹³ El cálculo de la Dimensión Fractal para los MDE se realiza en el software TLALOC; para las imágenes, referirse al software FROG V2 (Parrot, 2012, 2014b, 2014d).

res para enfatizar estas diferencias (Fig. III.50). Se utiliza un coeficiente H para definir la altura de los vóxeles.

a) Clasificación de las zonas morfológicas del Cerro Prieto (Durango) basado sobre el cálculo de la dimensión fractal del MDE.

En el caso del Modelo Digital de Elevación (Fig. III.51A) de un corte de la zona G13A76 (Cerro Prieto, Durango), se utilizó un coeficiente H de 0.10.

El software **TLALOC_V2** propone calcular la dimensión fractal tridimensional local con base 12 o base 24 (Fig. III.51B). El primer resultado (Fig. III.52A) subraya los cambios en escala detallada y el segundo (Fig. III.52B) da una visión general de los elementos morfológicos constitutivos.

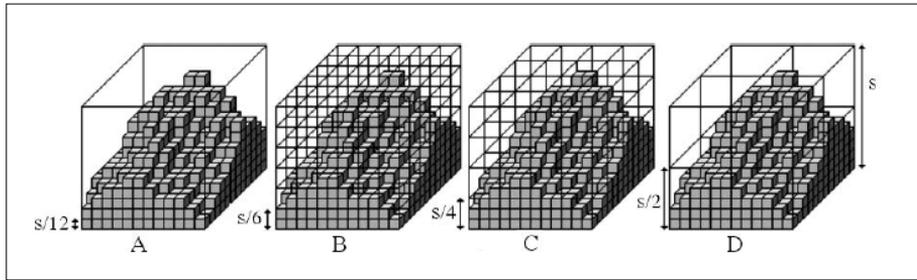


Figura III.50. Cálculo de la dimensión fractal en el espacio tridimensional.

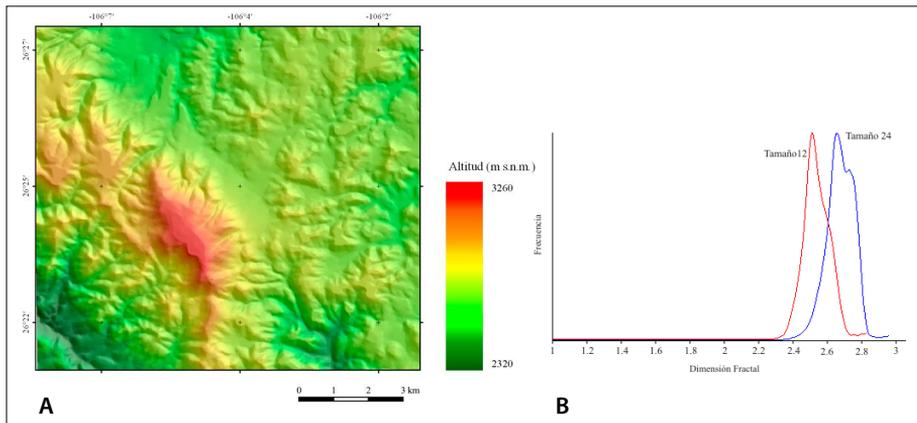


Fig. III.51. Frecuencia de la Dimensión Fractal en el MDE estudiado. A. MDE sombreado; B. Respuesta en función del tamaño de la base de la ventana móvil.

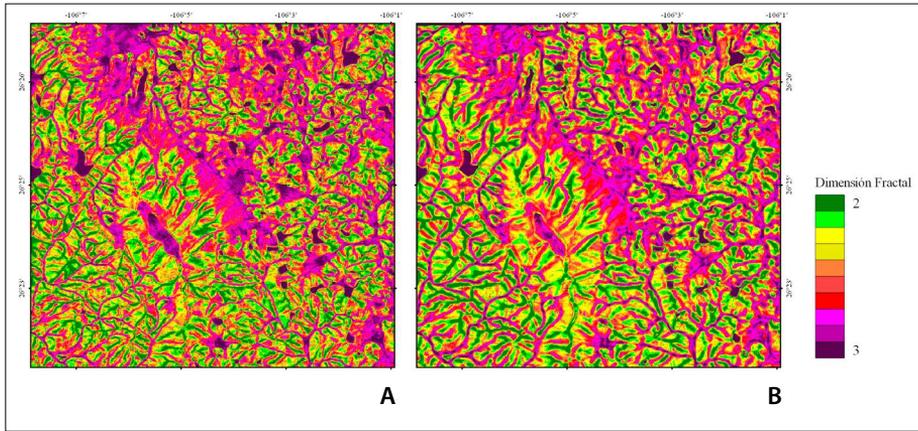


Fig. III.52. Clasificación por equipoblación (10 segmentos) de la dimensión fractal. A. Ventana de base de 12×12 ; B. Ventana de base de 24×24 .

b) Resaltado de las microestructuras de la zona de San Lorenzo (Veracruz) por medio de la dimensión fractal

La medida de la dimensión fractal local de datos lidar, utilizando un coeficiente H muy pequeño permite resaltar detalles estructurales como lo muestra el tratamiento hecho en el caso de la zona de San Lorenzo, Veracruz. Se compara aquí un trabajo detallado hecho en el terreno (Fig. III.53A) sobre formaciones aluviales de la cuenca baja del río Coatzacoalcos y la respuesta obtenida a partir de la dimensión fractal local (Fig. III.53B). A partir de esta medida se extraen con precisión las formas del relieve fluvial como por ejemplo los cordones que evidencian el desplazamiento de las orillas de los ríos dentro de los meandros. En el caso de los lomeríos se observa las formas de origen tectónico asociadas al diapirismo de la región. De manera general, en esta amplia planicie costera, estas formas del relieve presentan una rugosidad máxima.

III.4.5. Rugosidad superficial

Se debe aclarar que, a partir del mismo concepto, es posible definir una noción de rugosidad midiendo en cada píxel el valor de la diferencia entre los dos acercamientos (**RMS_Roughness**).

Por ejemplo, en el caso del Chichón (MDE obtenido a partir de las curvas de nivel del INEGI E15C39), los valores que corresponden al pico del histograma de la figura III.54B se asocian al cono de ceniza cuya rugosidad es ligera, debido

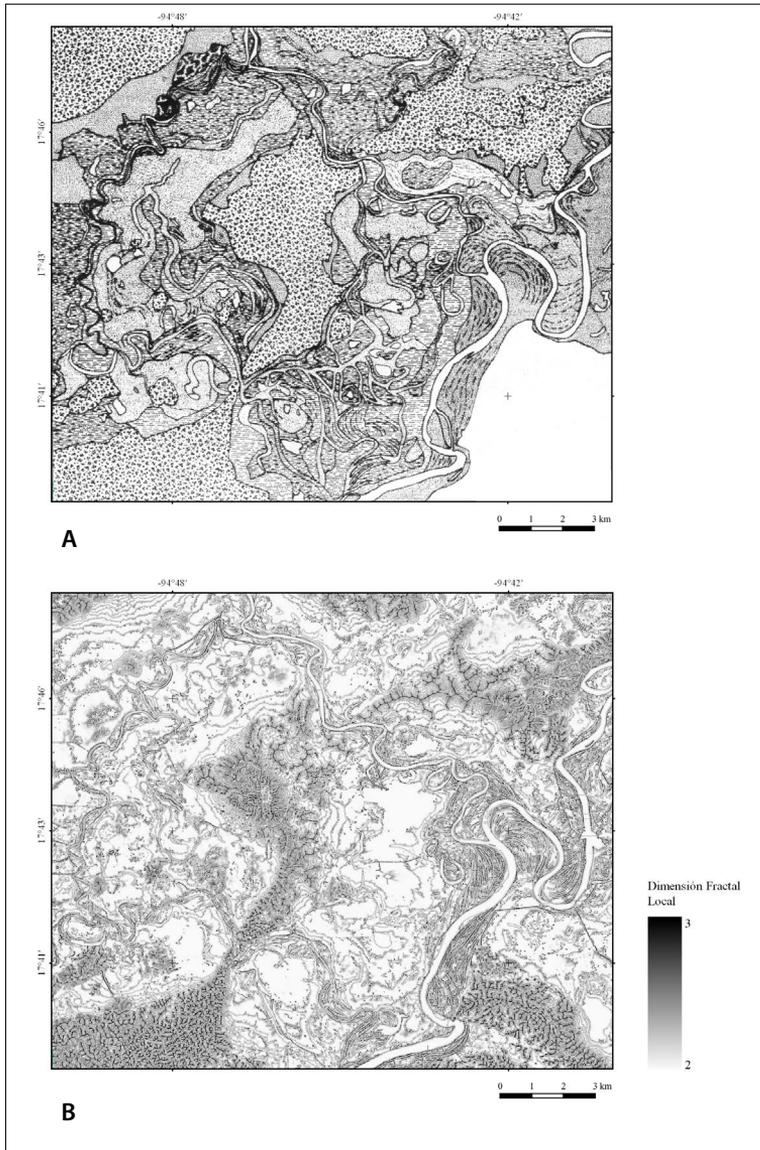


Fig. III.53A. Mapa geomorfológico de Ortiz-Pérez y Cyphers (1997), elaborado a partir de la interpretación de fotografías aéreas y métodos clásicos de la cartografía geomorfológica. III.53B. Medida de la dimensión fractal tridimensional en la zona de San Lorenzo, Veracruz. En esta imagen se reconocen formas erosivas y acumulativas asociadas a la dinámica fluvial, el detalle y precisión supera al mapa geomorfológico de la Fig. III.53A.

a que no presenta una erosión importante (Fig. III.54A). Como lo muestra el histograma de la figura III.54B, los píxeles que no presentan ninguna diferencia entre los dos tipos de cálculo corresponden a las zonas suaves y, por otro lado, la diferencia puede ser positiva o negativa; estas diferencias se traducen sobre el diagrama de los valores normalizados entre 0 y 255 por la presencia de un pico central. La transformación de los datos, entre otros por el uso del minisoftware de estiramiento **PINS_V2** permite enfatizar la rugosidad del relieve en los barrancos (Fig. III.54C y III.54D).

Por otro lado, con el software **DENSITY_V2** (Parrot, 2014a y 2014c), se calcula la densidad de los conjuntos de píxeles que corresponden a morfologías suaves

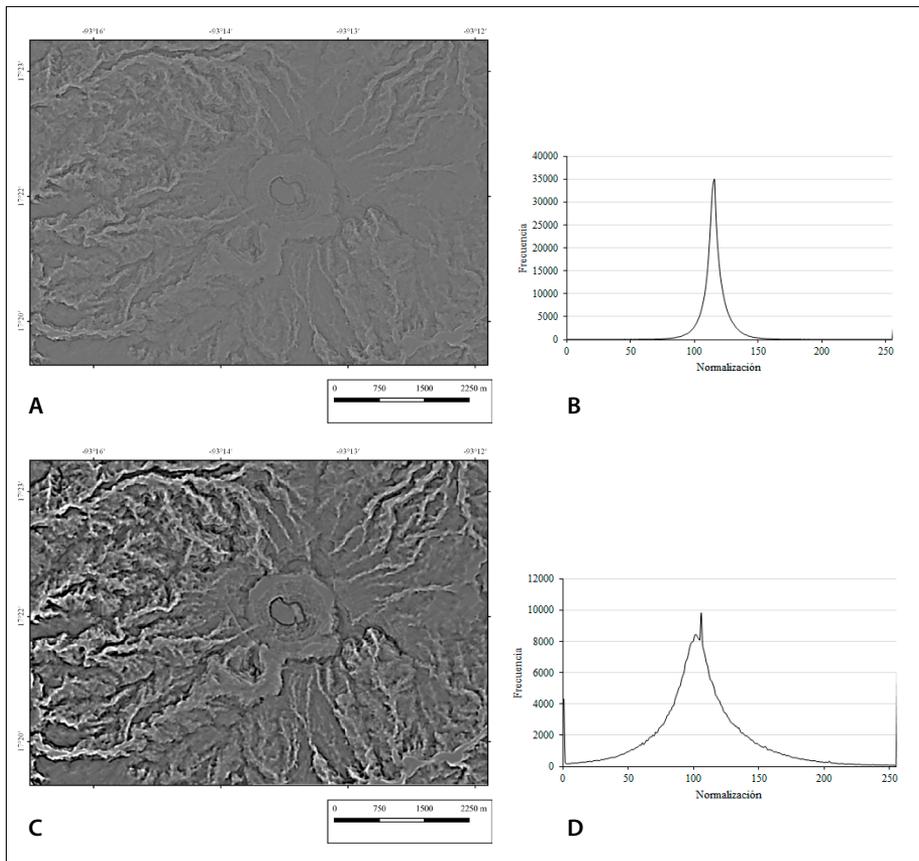


Figura III.54. Estudio de la rugosidad del edificio volcánico El Chichón: A. Visualización de la rugosidad; B. Histograma; C. Estiramiento de la dinámica; D. Histograma.

asociadas a la presencia de cenizas volcánicas. La figura III.55 muestra cómo se obtiene la densidad. Se considera (A) o no (B) la presencia del tema en el centro de la ventana móvil que puede ser cuadrada o circular.

En el ejemplo del cálculo se utiliza de nuevo el volcán Chichón en su estado previo a la erupción del 28 de marzo de 1982 (Fig. III.56).

Se observa que las zonas más suaves se encuentran principalmente en los fondos de las calderas sucesivas y también en la vertiente oriental del edificio.

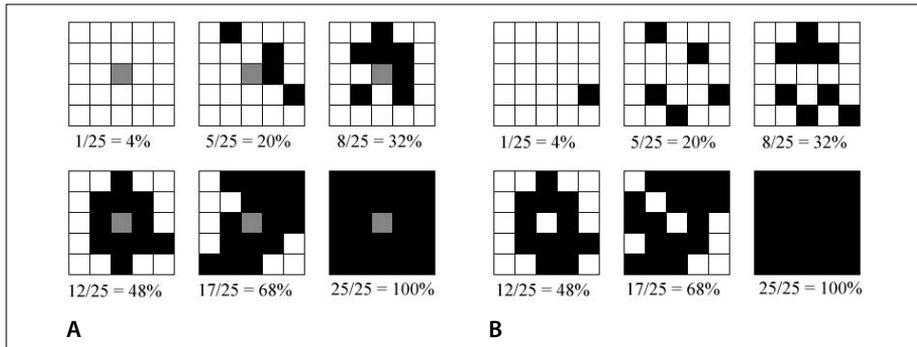


Figura III.55. Cálculo de la densidad dentro de una ventana móvil cuadrada: A. Cuando el tema se encuentra en el píxel central (gris) y B. Tomando en cuenta todas las configuraciones.

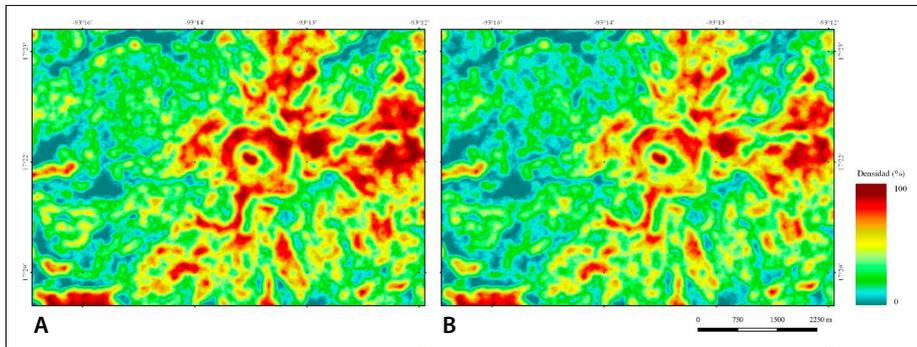


Figura III.56. Aplicación con DENSITY_V2 dentro de un círculo de 10 píxeles de radio: A. Cálculo realizado cuando el tema se encuentra en el píxel central de la ventana móvil circular, B. Cálculo para todas las configuraciones dentro de la misma ventana.

III.5. Atributos estadísticos

El programa TLALOC (versiones de 2006d y 2013d) y módulo **Terrain_Analysis** (Parrot, 2020) calcula una serie de atributos estadísticos con base en una ventana móvil circular (Wilson y Gallant, 2000), la selección del radio de la ventana móvil debe considerar el proceso bajo estudio (Fig. III.57).

III.5.1. Elevación promedio

Se utiliza para comparar el valor promedio de altitud (\bar{z}) en una ventana circular (C). El valor se asigna al centro del píxel (Fig. III.58B).

$$\bar{z} = 1/n_c \sum_{i \in C} z_i$$

III.5.2. Diferencia de la elevación promedio

Cuando se estudian fenómenos y procesos sensibles a las diferencias altitudinales (erosión fluvial, caída de rocas), la diferencia de la elevación promedio (*dif*) resulta un atributo útil Fig. III.58C). El cálculo corresponde a la diferencia entre el valor de altitud en el píxel central z_0 de la ventana móvil circular (C) y la elevación promedio (\bar{z}).

$$dif = z_0 - \bar{z}$$

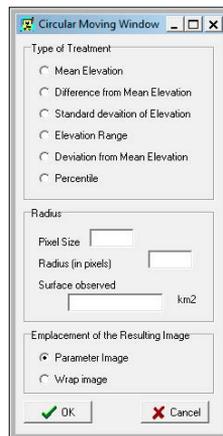


Figura III.57. Atributos estadísticos calculados en una ventana móvil circular.

III.5.3. Desviación estándar de la elevación

La desviación estándar (*SD*) es una medida de la variabilidad de la elevación en una ventana móvil circular que pone en evidencia el relieve local dependiendo del radio utilizado; si el tamaño de ventana elegido es mayor que la longitud de la pendiente promedio, la medida muestra la rugosidad del relieve (Fig. III.58D).

$$SD = \sqrt{1/n_c - 1} \sum_{i \in C} (z_i - \bar{z}^2)$$

III.5.4. Rango de la elevación

En este parámetro se mide el rango de la elevación en una ventana circular:

$$rango = \max_{i \in C} z_i - \min_{i \in C} z_i$$

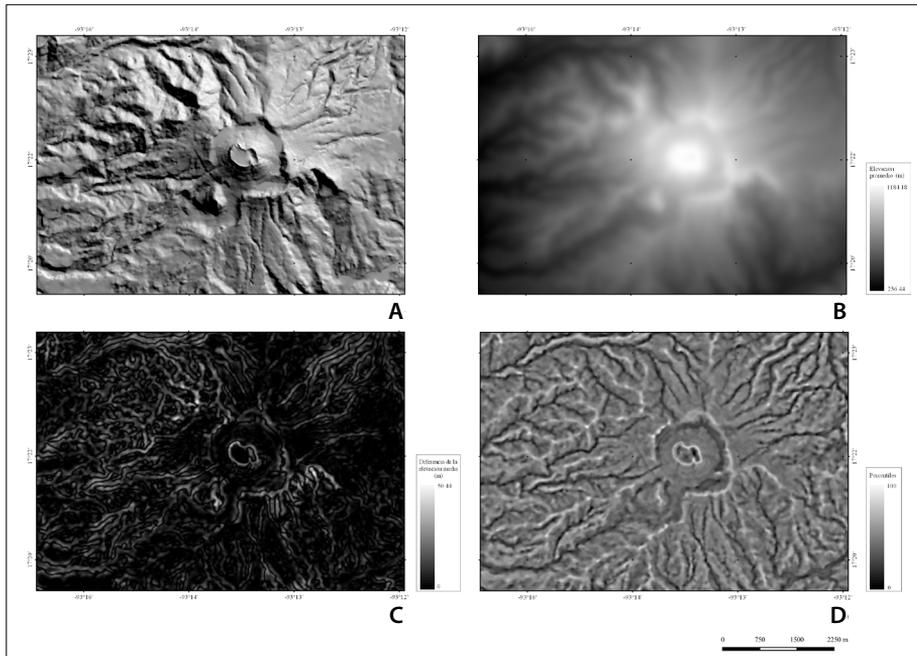


Figura III.58. Atributos estadísticos del volcán Chichón. A. MDE sombreado; B. Elevación promedio; C. Diferencia de la elevación promedio; D. Desviación estándar de la elevación.

Cuando se realiza este cálculo tomando en cuenta los valores reales de altitud, la imagen resultante es un modelo digital de elevación que se presenta como pilas de monedas (Fig. III.59A). Sin embargo, la transformación del modelo digital resultante en una imagen de 256 tonos de gris permite, sin borrar completamente los defectos, hacer inteligible la imagen (Fig. III.59B).

III.5.5. Desviación de la elevación promedio

En este atributo se mide la posición topográfica relativa como fracción del relieve local por lo que se normaliza a la rugosidad local de la superficie (Fig. III.60A). Se calcula como la diferencia del promedio dividido entre la desviación estándar; el rango va de -1 a +1, los valores más altos pueden indicar irregularidades del MDE donde la altitud difiere significativamente del rango de la región.

$$dev = z_0 - \bar{z}/SD$$

III.5.6. Percentiles

Es una manera de clasificar el píxel de altitud que se encuentra en el centro de la ventana móvil circular en relación con los píxeles dentro de la misma (Fig. III.60B). Solamente se contarán los puntos de altitud menor que la altitud del centro del píxel (z_0). El rango es de 0 a 100, siendo 0 el más bajo y 100 el valor máximo.

$$pctl = 100/n_c \text{ count}_{i \in C} z_i < z_0$$

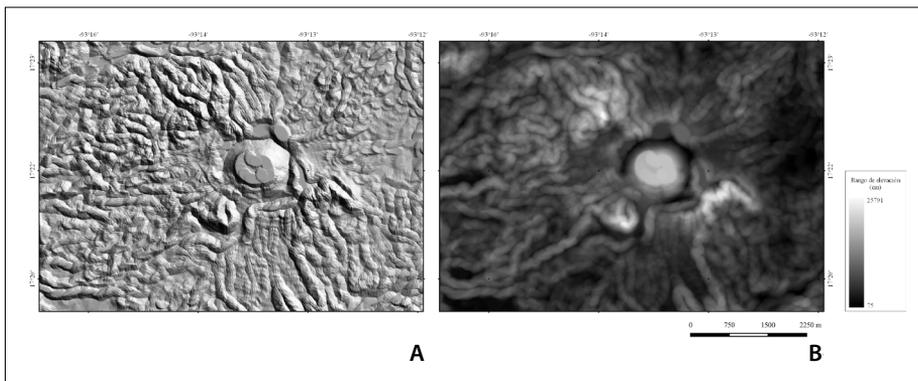


Figura III.59. Rango de elevación. A. Cálculo tridimensional de este rango (modelo digital sombreado); B. Imagen del parámetro en tonos de gris.

La elección del tamaño de ventana adecuado para realizar estos cálculos se basa, entre otros, en la comparación con la longitud de la escala del proceso bajo estudio (por ejemplo, puede ser la longitud de la ladera); así, será posible medir la rugosidad de la superficie de un edificio volcánico tomando en cuenta el promedio de elevación. De hecho, excepto el rango de elevación que genera diversos artefactos, algunos de estos atributos primarios calculados principalmente en comparación con el promedio de la elevación resaltan diversos rasgos morfológicos tales como los parteaguas locales o los barrancos. Se toma en cuenta el punto más bajo dentro del círculo utilizado para hacer el cálculo o el punto más alto para evidenciar los rasgos morfológicos. Por ejemplo, en el volcán Chichón, la desviación estándar de la elevación, la desviación de la elevación promedio y los percentiles, destacan el fondo de los barrancos y de los cráteres, y evidencian el borde de las calderas, una externa y la otra interna relacionada con la actividad

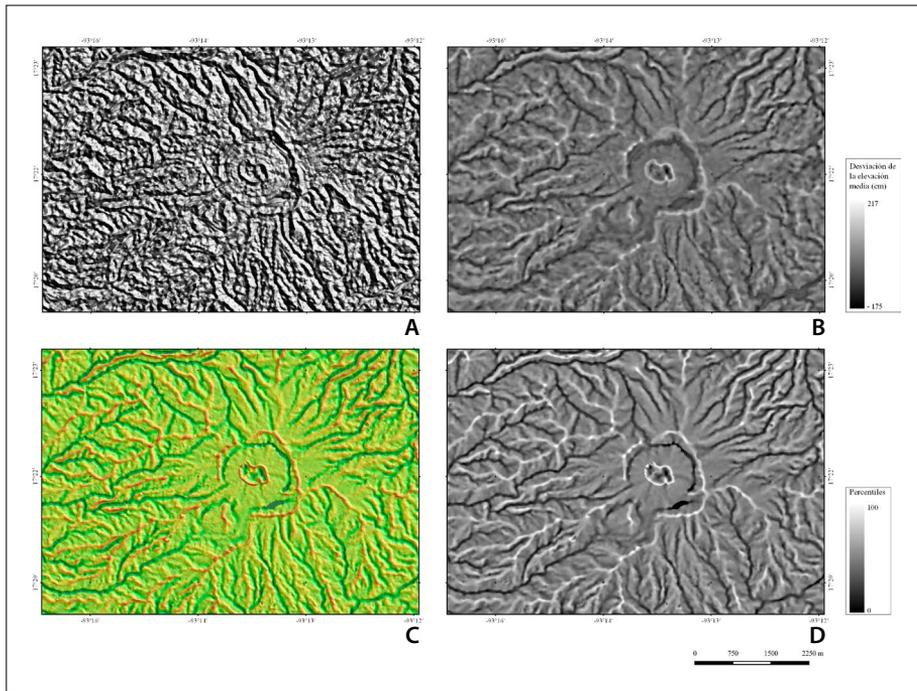


Figura III.60. Desviación de la elevación promedio: A. Modelo digital sombreado y B. Imagen en tonos de gris; y Percentiles: C. Modelo digital e imagen en tonos de gris del parámetro.

volcánica anterior a la explosión de 1982. Por otro lado, la desviación de la elevación promedio muestra cuál es la rugosidad local de cada fracción del relieve; esto es particularmente visible en la representación tridimensional de la figura III.60A.

Capítulo 4. La red fluvial

IV.1. Introducción

La red fluvial o drenaje se define como un conjunto de relieves negativos de morfología y dimensión variable, su fondo puede estar ocupado por escurrimientos permanentes o estacionales. Por su tamaño se conocen como, de menor a mayor, litorales, regueros, canalillos, surcos, canales, cárcavas, barrancos y valles. Están presentes en la mayor parte de la superficie terrestre y la lluvia o el agua de deshielo, asegura el transporte gravitacional de los cauces, sedimentos y contaminantes que puedan contener.

El agua pluvial no cae directamente en los cauces o lagos, gran parte de ella se filtra a través del suelo y del sustrato rocoso y pasa a formar parte de mantos freáticos que representan la fuente de numerosos manantiales.

La configuración que adopta el drenaje en el terreno por el cual escurre, refleja un vínculo estrecho entre la competencia de la erosión y la litología. En este sentido la configuración del drenaje (patrón fluvial), es un indicador confiable para determinar la permeabilidad de las rocas, existencia de estructuras geológico-geomorfológicas, como contactos litológicos, fracturas, fallas y deformaciones tectónicas, la edad relativa del relieve y de forma indirecta, el clima, la vegetación y los suelos.

IV.1.1. Cuencas hidrográficas

La cuenca hidrográfica se puede definir como una superficie delimitada por líneas divisorias de aguas (parteaguas), donde queda comprendida una corriente principal y todos sus afluentes a partir de su desembocadura. La parte alta de la cuenca hidrográfica se conoce también como de captación, recepción o cabecera. En temporada de lluvias, estos terrenos concentran el agua que dará origen a la mayoría de los cauces.

La cabecera presenta una morfología de un amplio cono invertido a manera de anfiteatro, de acuerdo con los procesos involucrados en su origen pueden ser erosivo-fluviales, fluvio-gravitacionales, fluvio-glaciares y glaciares; en todos los casos se constituyen de laderas con fuerte inclinación.

Una cuenca hidrográfica se refiere solamente a las aguas superficiales, mientras que la cuenca hidrológica incluye las aguas subterráneas, es decir el acuífero. Una cuenca hidrográfica se delimita por sus líneas de cumbre o divisorias de agua (parteaguas), y corresponde a un territorio que incluye un único sistema de drenaje que conduce sus aguas al mar o las vierte en lagos tanto de régimen endorreico como exorreicos.

Se distinguen tres tipos de cuencas:

- a) Exorreicas, desembocan en el océano.
- b) Endorreicas, no tienen comunicación con el mar lo que favorece la formación de lagos.
- c) Arreicas cuyas aguas se evaporan o se infiltran en el subsuelo y no tienen conexión con ningún río. Dichas cuencas son comunes en los grandes desiertos como el del Sahara y en algunas zonas kársticas como la mayor parte de la península de Yucatán.

Cada cuenca tiene sus particularidades morfológicas, lo que permite definir parámetros geomorfológicos tales como área (km^2), perímetro (km), longitud del curso mayor (km), así como la longitud total de la suma de los ríos (densidad de disección: km/km^2), la altura máxima y mínima (msnm) que corresponde a la elevación de los puntos más alto y más bajo de la cuenca, etc.

Existen diversos parámetros que describen una cuenca, por ejemplo, el índice de compacidad que se refiere a la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de superficie equivalente, cuando este índice se aproxima a la unidad, la forma tiende a ser parecida a un círculo lo que favorece la generación de avenidas máximas. Este índice se calcula de la manera siguiente:

$$k_c = \frac{P}{(2\sqrt{\pi A})}$$

P = perímetro de la cuenca

A = superficie

k_c = Índice de compacidad

Se propuso igualmente valorar la relación $R=P/A$ que describe la irregularidad del perímetro, lo que teóricamente permitiría distinguir el nivel de convexidad de una cuenca.

donde

R = Irregularidad del perímetro de la cuenca

P = Perímetro de la cuenca

A = Área de la cuenca

En realidad, este parámetro no es tan recomendable, ya que depende del valor de la superficie de la cuenca y de la relación de tipo potencial que existe entre perímetro y superficie. El diagrama de la figura IV.1 precisa esta noción, a partir de la modificación del cociente de la relación perímetro/superficie de cuadrados de tamaño creciente.

El índice R de irregularidad del perímetro de los cuatro cuadrados es sucesivamente igual a 0.4, 0.2, 0.13 y 0.1, lo que no puede ser porque el perímetro de un cuadrado no tiene ninguna irregularidad. Al inverso del índice precedente que compara dos elementos de misma dimensión (el perímetro del equivalente circular de la superficie estudiada y el perímetro mismo de dicha superficie), el índice R define su valor a partir de dos elementos que no se inscriben en la misma dimensión.

El crecimiento en la longitud de una línea tiene una progresión aritmética cuando los valores de una superficie que crece siguen una progresión geométrica. De tal manera que no es posible utilizar este índice para comparar la irregularidad del perímetro de dos cuencas si ellas no tienen la misma superficie.

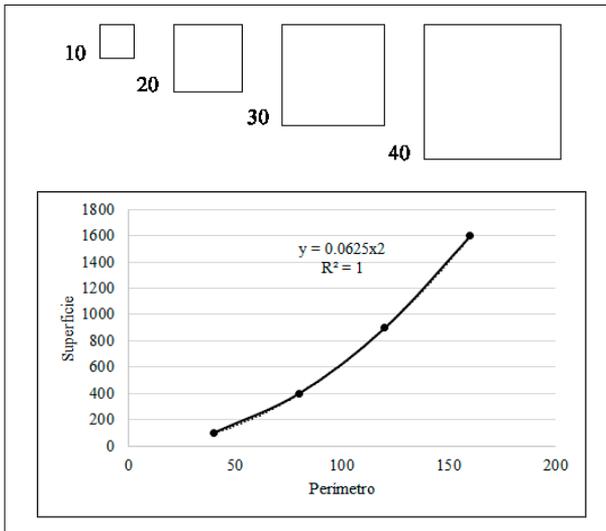


Figura IV.1. Relación entre perímetro y superficie.

Si se necesita realmente comparar los perímetros de estas cuencas, se requiere volver a definir la superficie de una de ellas utilizando un coeficiente (Fig. IV.2 y Tabla IV.1).

La figura IV.2 muestra un ejemplo del cálculo cuando se pretende comparar el valor de la rugosidad del perímetro de dos cuencas ubicadas en la región de Ahuacatlán, Guerrero (Mapa E14D11, Olinalá). La primera cuenca tiene una superficie de 25.342 km² y la longitud del perímetro es de 28.16 km, lo que da un valor de 1.11 al índice *R*. La segunda cuenca más pequeña tiene un índice igual a 1.17. En una primera estimación, esta última cuenca parece ser más rugosa, pero cuando se aplica un coeficiente de 1.398 (coeficiente limitado aquí a 3 decimales y obtenido de la división de la superficie C1 entre la superficie C2) al valor de la superficie de la cuenca C2 con el fin de igualar las superficies de las dos cuencas y, por lo tanto, obtener superficies comparables, se constata que en realidad el perímetro de la segunda es menor que el perímetro de la cuenca C1, lo que da como resultado un índice *R* igual a 0.99 y no a 1.17. Este ejemplo muestra que el uso de este índice requiere un acercamiento adaptativo y que no se puede utilizar de manera directa sin ponderar las superficies.

Sin entrar por el momento en detalles que conciernen directamente una cuenca, se necesita aclarar que esta superficie se puede caracterizar por el orden de sus corrientes. La figura IV.3 muestra diversos segmentos fluviales que integran una red, jerarquizados de acuerdo con el criterio de Horton-Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1952, 1957, 1964). Este método consiste en asignarle el orden más bajo a los cauces que no presentan afluentes (primer orden); la confluencia de dos de ellos formará uno de segundo y dos con este orden, uno de tercero y así sucesivamente. De esta manera, se establece el potencial erosivo del río, se determina su estado evolutivo e incluso, se interpreta la dinámica y estabilidad del relieve.

IV.1.2. *Curso de los ríos*

Un río se divide en las siguientes regiones:

- *Curso superior o cuenca alta*; en este sector, los procesos erosivos son intensos debido a la existencia de terrenos escarpados en donde los cambios de altitud son frecuentes y contrastantes. A esto se suma la existencia de terrenos muy inclinados, por donde las corrientes se desplazan, adquieren velocidad y la capacidad de transportar rocas y sedimentos. Las características mencionadas corresponden con la morfología de las zonas de montaña, en donde los patrones de drenaje dendrítico tienen desarrollo y la mayoría de los valles presentan un perfil transversal en V.

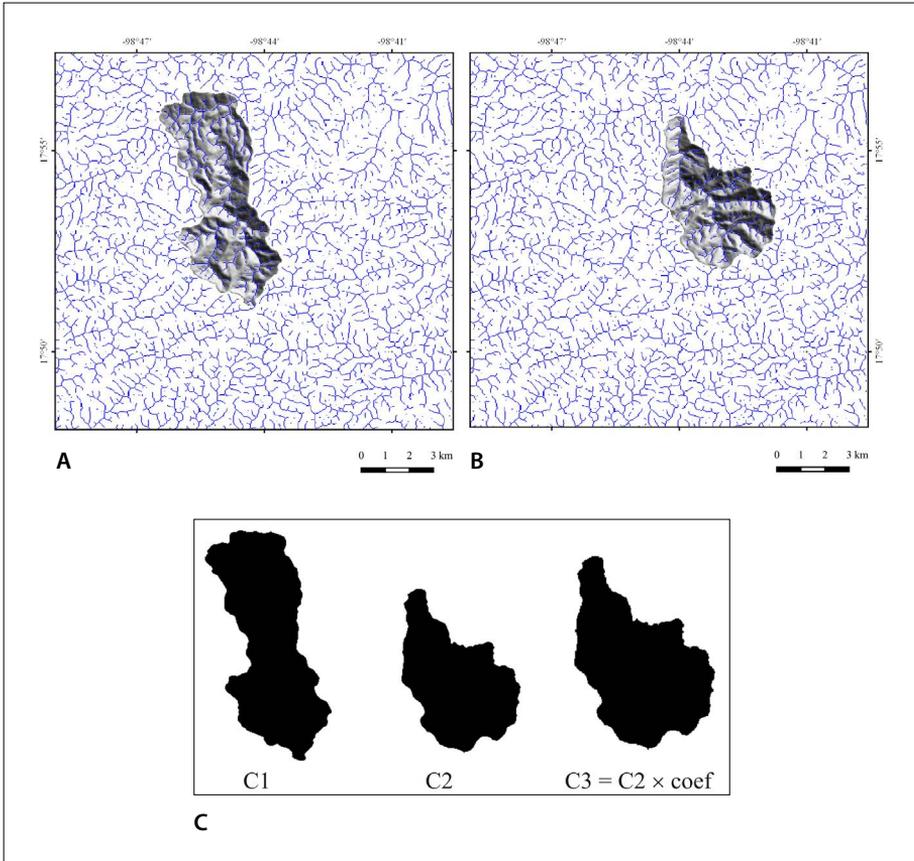


Figura IV.2. Cálculo del índice R de dos cuencas (A y B) y C. comparación. Nota: La aparente noción de inversión del relieve en las figuras A y B proviene del uso generalizado de la proyección de las sombras hacia el suroeste, lo cual implica el origen de la luz al noreste.

Tabla IV.1. Relación perímetro/superficie de las cuencas.

Cuenca	Número de píxeles	Superficie (km ²)	Perímetro (km)	Índice R
C1	27758	25.342	28.16	1.11
C2	19850	18.139	21.30	1.17
C3	27757	25.310	25.21	0.99

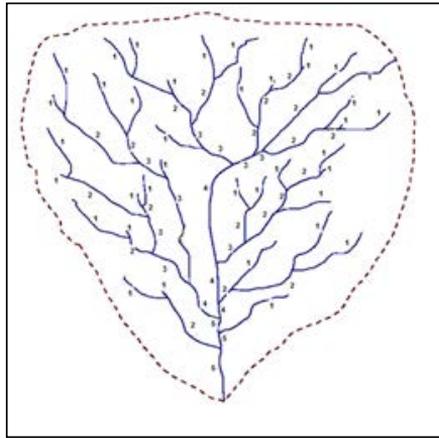


Figura IV.3. Orden de los ríos, en una cuenca de quinto orden de acuerdo con Strahler (1952).
Nota: El orden de los ríos se calcula con el programa **Stream_Order** (Parrot, 2008).

- *Curso medio o cuenca media*; en general, la morfología se simplifica y tiende a ser homogénea en altitud e inclinación, características que se asocian con el piedemonte. La dinámica fluvial en este tipo de terrenos es mixta, es decir erosiva-acumulativa en relación con las variaciones de pendiente, así como de la compactación de los sedimentos que constituyen la unidad. Las características mencionadas, favorecen el desarrollo de drenajes con patrones paralelos y subparalelos; el perfil transversal más frecuente de los valles es en U.
- *Curso bajo o cuenca baja*; en este sector el caudal pierde la capacidad de erosionar y transportar sedimentos (carga) como respuesta a un decremento de la pendiente. La cercanía del nivel base influye en este proceso (el mar), favorece la deposición sobre la erosión. Una vez depositados los detritos, el terreno adopta una morfología en donde alternan superficies subhorizontales, onduladas y ligeramente inclinadas, que se conocen como llanuras aluviales.

IV.1.3. La erosión fluvial

Las aguas fluviales son un agente erosivo de primer orden que destruye los materiales por donde escurre, los convierte en escombros y los arrastra río abajo hacia terrenos de menor altitud donde se depositan. En todo esto la inclinación del terreno juega un papel importante; de este factor depende la intensidad de la erosión. En este contexto la erosión regresiva o remontante es un ejemplo de lo anterior; a ella se atribuye la existencia de cascadas (saltos de cabecera), escarpes,

cañones y cuando el declive del terreno disminuye, se tienen las condiciones para el desarrollo de superficies o planicies aluviales, meandros, terrazas, bancos de arena, deltas o estuarios. De esta manera se modela la superficie de la tierra, se transforma y al evolucionar se crean nuevos paisajes.

Por otro lado, la acción del río a lo largo de su perfil longitudinal (PL) presenta diferentes etapas. En la primera, la erosión es intensa y de carácter mecánico, se reconoce en la curva como una línea de fuerte inclinación localizada en el sector más álgido del PL. El proceso se puede clasificar en:

- a) *Erosión general*: se trata del descenso del lecho, debido a un aumento de la capacidad de transporte de la corriente.
- b) *Erosión por estrechamiento del cauce*: cuando se reduce el ancho de una sección del valle fluvial, la velocidad de la corriente aumenta y del mismo modo el transporte de sedimentos.
- c) *Erosión en curvas del río*: en relación con la fuerza centrífuga, el poder erosivo de la corriente aumenta en la parte externa del giro y se favorece la erosión en la base de la ladera (zapa).

En la segunda etapa, la erosión persiste en el sector más bajo del curso en donde la deposición domina como respuesta a un decremento de la fuerza de la corriente y, por tanto, no puede mantener las partículas en suspensión. Cuando la pendiente es casi nula, la velocidad del caudal es muy débil y el desplazamiento está en función de la existencia de mínimos desniveles en la planicie que son aprovechados por la corriente para fluir y definir cursos sinuosos que se conocen como meandros.

IV.1.4. Los meandros

Los meandros son desviaciones del cauce sin motivo aparente y regresan a su dirección anterior después de definir una curva pronunciada. La amplitud que llega a alcanzar las sinuosidades está en función de la anchura de la planicie de inundación y su presencia se asocia con la existencia de un gradiente mínimo en el perfil longitudinal.

Los ríos con meandros son cursos de aguas lentas y carga abundante, que puede ser depositada o integrada (nuevos detritos) al curso, en dependencia de la morfología de la planicie por donde fluye, de ahí de considerar a esta dinámica como erosiva-sedimentaria.

Los meandros cobran importancia cuando se desarrollan entre fronteras políticas (nacionales o internacionales); en planicies urbanizadas, cultivadas con vías de comunicación (carreteras, ferrocarriles) o con obras de infraestructura

(puentes, aeropuertos). La seguridad o permanencia de los ejemplos mencionados, depende del desplazamiento de los meandros sobre la planicie; en este proceso, pueden cambiar de posición (divagación) o se obturan (lagos en *media luna* y *ojo de buey*). Esta dinámica es posible estudiarla y caracterizarla a través del índice de sinuosidad que se calcula de la siguiente manera: $S=D_1/D_2$ donde D_1 es la distancia entre dos puntos siguiendo el cauce y D_2 la distancia de la línea recta trazada entre los puntos mencionados.

Si el valor de S es la unidad, el cauce del río se encuentra en línea recta; en tanto que se estima que un río se compone de meandros cuando S es mayor que 1.5.

El ejemplo de la figura IV.4 muestra cómo se calcula este índice, en el caso de los meandros del río Ucayali (Perú). Entre los puntos A y B de la figura IV.4B, la distancia de la traza¹⁴ del río es de 80.49 km y la rectilínea entre estos mismos puntos es de 42.04 km, lo que corresponde a un índice de sinuosidad de 1.91; entre los puntos B y C, por una misma distancia lineal de 42.04 km, el valor de la distancia siguiendo la traza del río es de 103.15 km, lo que corresponde a un índice de 2.45.

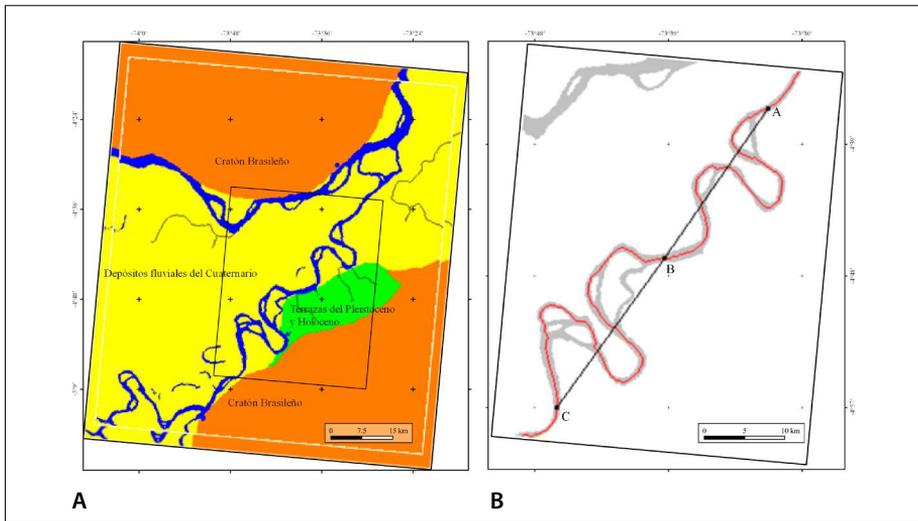


Figura IV.4. Cálculo del índice de sinuosidad. A. Mapa de la región estudiada (situación en 1985 en Dumont et al., 1996); B. Cálculo en dos tramos del río Ucayali, Perú. La superficie gris corresponde al cauce del río y la línea rojo es la esqueletización de dicha superficie.

¹⁴ La *traza* de la red de drenaje equivale al término *skeleton* o esqueleto de la superficie fluvial extraído a partir del tratamiento digital de imágenes desarrollado por O’Gorman (1990).

Por esta razón y para responder de manera concreta a esta problemática, Parrot y Ramírez-Núñez (2013b y 2013c) proponen un nuevo índice llamado TACO (*Tortuosity And Confluent Organization*) para distinguir los ríos con patrones dendríticos, paralelos y meándricos. Este tema se detalla en el punto IV.3.2b.

Los meandros se forman generalmente en planicies costeras con pendientes débiles, y se conocen como erráticos (*libres*). También los hay encajonados (estructurales), en ellos existe una correspondencia entre el tamaño de la curva con las dimensiones – y orientación del valle; en cuanto a su origen, se asocia al levantamiento tectónico y a la consecuente socavación. El río Meuse, localizado entre la frontera entre Francia y Bélgica es un ejemplo de lo anterior (Fig. IV.5). En este caso, los meandros se excavaron en capas verticales de la Formación Givetiense (Devónico Medio), como respuesta de movimientos tectónicos asociados con la Orogenia Herciniana y el movimiento alpino.

Otra variante de meandros son los abandonados o *brazos muertos* (*oxbow lake* en inglés y *bras mort* en francés); se generan cuando el río corta el extremo o cuello de la curva, con el fin de acortar su curso (estrangulamiento). Esta dinámica es común en periodos de crecidas fluviales, asociadas a lluvias intensas o extraordinarias, la morfología que adoptan las porciones del cauce que han sido separadas son en arco o *media luna* y *ojo de buey*. Son frecuentes en las planicies costeras y evidencia la existencia de movimientos geotectónicos, como es el caso de la región de Tuxtilla, Veracruz, donde atestiguan la presencia de ligeros basculamientos (Fig. IV.6).

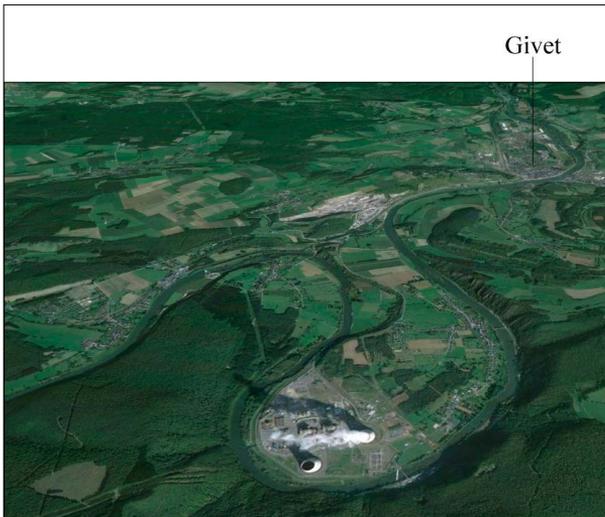


Figura IV.5. Meandros encajonados en la región de Givet (Francia).



Figura IV.6. Meandro basculado de Tuxtilla, Veracruz.

IV.1.5. Desembocadura de los ríos

Al final, el caudal termina desembocando en el mar y puede formar deltas o estuarios en función de la fuerza de oposición entre las aguas fluviales y marinas. El delta es el resultado del impedimento más o menos fuerte de las aguas del mar al avance de las aguas fluviales. Así, la capacidad de arrastre de los sedimentos disminuye en el río y en muchos casos, sobre todo en los grandes ríos que tienen un nivel erosivo fuerte, los materiales más finos se depositan en la desembocadura, de tal manera que en los sedimentos que constituyen el delta se encuentran en equilibrio entre erosión y depósito.

Existen ríos que en su desembocadura definen bahías angostas en forma de cono, donde el ápice apunta hacia el continente, este conjunto se conoce como estuario. Los procesos de modelado característicos de este ambiente son los fluvio-marinos, en este caso, se refieren a un importante flujo de agua marina que penetra río arriba durante la marea alta. En la baja mar, el sentido del flujo es inverso y más caudaloso debido a que al agua marina en dirección al mar, se suma la fluvial y crean condiciones de turbulencia, donde los detritos fluviales son llevados mar adentro y ahí son transportados por las corrientes litorales.

El ejemplo siguiente que concierne el estudio de la desembocadura de los ríos, muestra cómo es posible monitorear, a partir de los datos Landsat 8, las plumas de dirección del acarreo litoral dominante en la Laguna de Términos.

Esta laguna se ubica en la zona costera del estado de Campeche y corresponde a una parte del sistema deltaico de los ríos Grijalva-Usumacinta (Fig. IV.7). Por su alta productividad natural y de biodiversidad, se considera un complejo ecológico constituido por la plataforma continental, las bocas de conexión entre la laguna y el mar, la isla del Carmen, los cuerpos de agua dulce, salobre y estuarino-marina, las zonas de pastos sumergidos, los sistemas fluvio-deltaicos asociados, los humedales y manglares costeros (Yañez, 1987). De acuerdo con Teal (1962) y Schelske



Figura IV.7. Laguna de Términos, Campeche. Fuente: Google Earth, 2019.

y Odum (1962), los estuarios y pantanos asociados en estructura y función a la plataforma continental contribuyen significativamente a la productividad marina costera.

Un estuario es un cuerpo de agua costero semicerrado con una conexión con el mar, la dilución del agua de mar y el agua dulce al interior de éste es significativa (Pritchard, 1967). Para la clasificación de las lagunas costeras y estuarios se considera como criterios su forma y tamaño, el rango de mareas, los arroyos tributarios, el clima, el número y tamaño de las bocas o salidas al mar y el tipo de aporte sedimentario con la pluma de sedimentación producto de los depósitos de río (Yañez, 1987; Lugo-Hubp, 2011). Éste último, como criterio de caracterización geomorfológica y ecológica, puede ser analizado por medio de las imágenes de satélite Landsat 8.

El satélite Landsat 8, a diferencia de las misiones anteriores, provee datos multiespectrales distribuidos en 12 bits y se escalan a enteros de 16 bits leyéndose en un software comercial como datos de 1 byte (aunque los histogramas alcanzan 65,000 niveles de grises).

Sin embargo, cuando los datos se leen en los 2 bytes de información (Fig. IV.8), es posible extraer información como si se representaran valores altitudinales y con ello extraer variables morfológicas como la que se ejemplifica en la figura IV.9A (software EXTRACT_SPECIAL_TIF, Parrot, 2019c). El aspecto es una

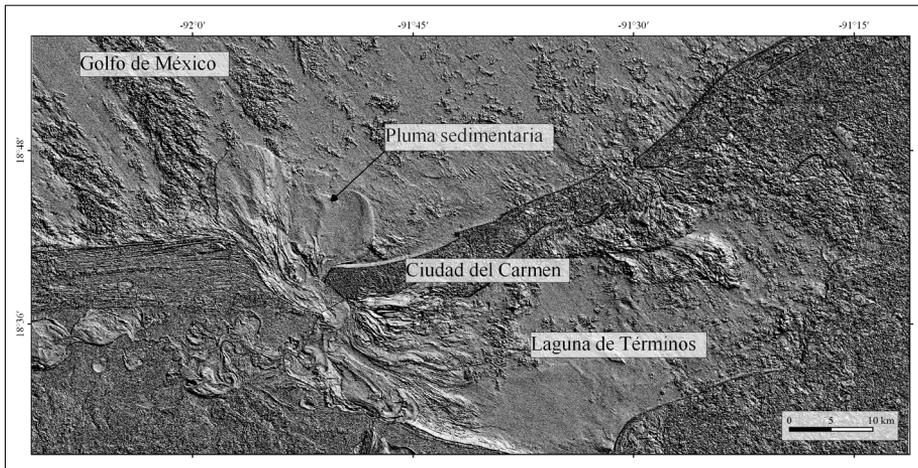


Figura IV.8. Pluma de sedimentos del sistema Grijalva-Usumacinta en la imagen del infrarrojo cercano Landsat 8.

variable primaria del terreno que indica la dirección de la pendiente, en este caso, se observa la extensión dominante noroeste y noreste de la pluma de sedimentos (Fig. IV.9B).

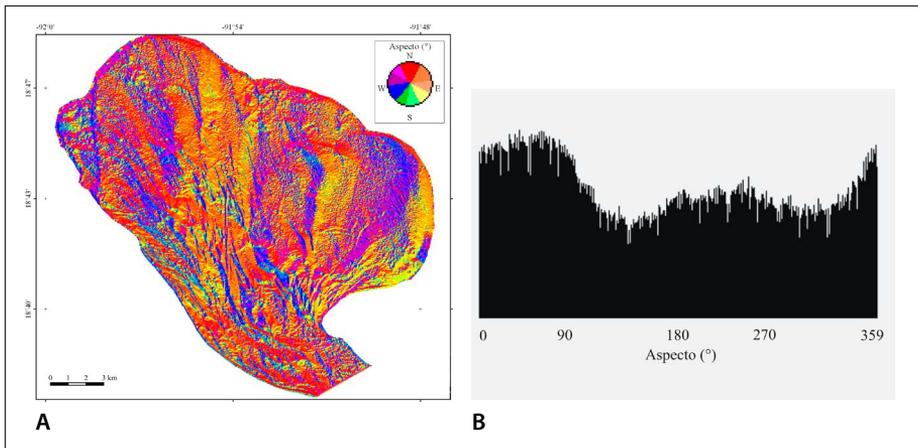


Figura IV.9. Aspecto. A. Visualización de la dirección de las vertientes de los rasgos morfológicos utilizando la paleta del pintor (ver software TLALOC). B. Histograma del aspecto.

IV.2. La red de drenaje en su contexto geomorfológico

IV.2.1. Generalidades

Las estructuras y la densidad de la red de drenaje al nivel local representan una manera de estudiar el relieve con apoyo en la geomorfología, ya que existe una relación estrecha entre la naturaleza del sustrato, la tectónica y la configuración de la red fluvial. De la misma forma, la ausencia de ríos es un dato importante que permite formular hipótesis o incluso conclusiones definitivas, en relación con la litología, la erosión, estructuras disyuntivas y edad del relieve.

Los estudios que se relacionan con la geomorfología iniciaron a principios del siglo XX cuando los mapas topográficos empezaron a cubrir grandes zonas geográficas. Estos documentos dieron lugar a nuevos enfoques, tales como la medición de la energía o amplitud del relieve, la densidad de drenaje y/o la profundidad de la disección (Krebs, 1922, Leopold *et al.*, 1964; Shreve, 1966).

Horton (1945) y Strahler (1952) dieron un nuevo impulso a estas aplicaciones; estudiaron el relieve de las cuencas hidrológicas mediante métodos geomorfométricos. Por otro lado, hay varios métodos morfométricos expuestos en compilaciones de Polkanova (1978), Jain (1980) y Spiridionov (1985) aplicados en el estudio de las estructuras geológicas y los movimientos neotectónicos (Schumm, 1956).

Un mapa geomorfométrico permite distinguir las morfoestructuras y los procesos asociados en la región de estudio en cuanto a su génesis y sus tipos; las diferencias entre ellas tienen que explicarse tomando en cuenta la topografía, la litología, los movimientos tectónicos y la interacción de los procesos exógenos con los aspectos geográficos de la región. Este tipo de cartografía es un componente importante en los estudios geomorfológicos. Su elaboración y análisis, hace posible entender la relación entre el sustrato, la morfología y la evolución del relieve.

Los métodos morfométricos que se utilizan para estudiar el relieve a partir de la red fluvial son la "densidad de la red de drenaje" y la "profundidad de la disección". El concepto básico es asumir que el relieve resulta de procesos endógenos (tectónicos y volcánicos) y de procesos exógenos (de erosión y sedimentación). Por esta razón, es importante medir la disección del relieve, teniendo en cuenta tanto la vista horizontal como vertical. En general, la densidad de la red de drenaje corresponde, dentro de la zona observada, a la longitud de los cauces (en km) versus el área de la zona (en km²).

La profundidad de disección es un parámetro complementario que representa la máxima diferencia de altura, entre el talweg y la ruptura de pendiente más próxima al cauce. En ambos casos, los datos obtenidos se reportan en una malla

de captura, cuyas características responden al detalle que se quiera obtener y a los objetivos del estudio. De esta manera, por medio de valores paramétricos se pueden conocer las características del relieve como la morfología, génesis, dinámica, edad del relieve, estructuras geológicas y de manera indirecta el clima e incluso la actividad humana.

Generalmente, estas mediciones se llevan a cabo dentro de una malla de celdas cuadradas. Con estas características se divide la región en áreas (cuadrantes) que varían de 16-25 km², en especial para mapas 1:50 000 y 1: 100 000. En un segundo paso, la cartografía se genera por medio de un krigeado (“*kriging*” en inglés) y de una interpolación, de este proceso se obtienen isolíneas. Este método se ha aplicado en distintas regiones de México (Lugo-Hubp, 1981, 1986, 1989, 1990; Lugo-Hubp *et al.*, 1990a y 1990b).

Un problema importante con el uso de estas mediciones consiste en que la relación longitud/superficie se basa en resultados que presentan una progresión aritmética y valores que siguen una progresión geométrica. En la geometría euclidiana, la longitud [*L*] tiene una dimensión 1, en tanto que la superficie [*S*] tiene una dimensión 2. Así, en una serie de mediciones longitud/superficie, la regresión será de tipo potencial y no lineal, por lo tanto, la relación *L/S* de una forma tendrá una disminución progresiva cuando aumenta la superficie (ver figura IV.1). Por esta razón, se obtienen diferentes proporciones que dependen de la escala del mapa, es decir, el valor máximo de la relación longitud/superficie es igual a 15 para una escala de 1:10 000, a 8 para una escala 1:15 000, 3 para una escala 1:50 000, etc. (Lugo-Hubp, 1986). Para evitar esta desventaja, Parrot *et al.* (2008) proponen un método de medida que no depende de la disparidad entre los dos miembros de la relación longitud/superficie. Se presentará este nuevo método en las páginas siguientes.

IV.2.2. Extracción de la red fluvial a partir de los MDE

En los años anteriores, cuando la informática no había llegado al nivel de desarrollo actual, la medición de la longitud de la red de drenaje (densidad de la disección), entre otras, se obtenían de manera directa sobre el mapa topográfico. Como primer paso se hacía una interpretación visual de las curvas de nivel y se dibujaba la red fluvial, después se definían, cuadrantes sobre la carta y se medía la longitud de cauces con la ayuda de un curvímetro. Este método requería tiempo y dedicación para no introducir errores en la medición. Por esta razón se hacían tres medidas en cada cuadrante, de esta manera se aseguraba la validez del resultado.

Actualmente, se hacen cálculos similares que se obtienen a partir de herramientas informáticas, que no requieren mucho tiempo. Por otro lado, el cálculo

utilizado para medir los índices no proporciona un valor exacto de la longitud de la red de drenaje, ya que esta medida no toma en cuenta el espacio tridimensional donde se presenta la red de drenaje. De tal manera, que se desarrollaron herramientas algorítmicas que miden con precisión no sólo la longitud de la red de drenaje como se puede observar en el mapa topográfico, sino también, en el espacio tridimensional (Parrot *et al.*, 2008).

Mediante el uso de un modelo digital de elevación (MDE), se toma en cuenta cada elemento de la red fluvial en un espacio tridimensional. De esta manera existe un mayor acercamiento a la superficie natural del terreno, y la longitud total obtenida, será siempre mayor que la extraída por los métodos tradicionales que toman en cuenta la proyección de la red sobre un plano horizontal. Esta diferencia depende de las características del relieve, de la resolución del MDE y del tamaño de la ventana móvil utilizada en el cálculo de las distancias.

Los modelos digitales de elevación (MDE) que usan conjuntos de celdas cuadradas llamadas píxeles, son hoy en día ampliamente utilizados, en relación con la posibilidad de almacenamiento y los avances de la tecnología informática que se ha desarrollado en los últimos años. Por lo tanto, la resolución horizontal y vertical es suficiente para calcular con mayor precisión los diferentes parámetros extraídos de la superficie del MDE. Como lo vimos anteriormente, el análisis digital del terreno (Wilson y Gallant, 2000) permite definir atributos primarios, como la pendiente, su geometría, la curvatura (o la falta de ella) y atributos secundarios especializados en el papel que desempeña la topografía, en el escurrimiento del agua en superficie o en el estudio de la susceptibilidad a la erosión de los paisajes, por ejemplo. Con la cuantificación de las cuencas de drenaje, es posible caracterizar y analizar la zona de captación y la red de drenaje (Nogami, 1995). Medidas como la altitud, la pendiente o la curvatura (Yoshivama, 1994); la varianza o la desviación estándar de la elevación (Evans, 1972), expresan las características estructurales de la cuenca.

Existe una amplia literatura sobre la extracción de la red de drenaje a partir de un MDE: Deimel *et al.* (1982), Abrahams (1984), O'Callaghan y Mark (1984), Mark (1983), Band (1986), Yuan y Vanderpool (1986), Seemuller (1989), Hadipriono *et al.* (1990), Smith *et al.* (1990), Fairfield y Leymarie (1991), Jenson (1991), Tarboton *et al.* (1991), Tribe (1992), Chorowicz *et al.* (1992), Martz y Garbrecht (1992), Meiseils *et al.* (1995), Parrot (2002b, 2006d), Ortega y Rueda (2010), Rueda *et al.* (2013), Persendt y Gomez (2016) y Al-Saady *et al.* (2016). Estos procedimientos utilizan diferentes enfoques: el escaneo de los perfiles del MDE, el modelado de la corriente, la búsqueda del máximo de curvatura mediante el cálculo de la acumulación de flujo o el método de umbral del área de aporte

(Jenson y Domingue, 1988). En el método presentado en el software **TLALOC** (Parrot, 2006d, 2013d), la estimación de la curvatura máxima (Peet y Sahota, 1985; Besl y Jain, 1986) se ha utilizado con el fin de extraer la red de la corriente.

a) Extracción de la red fluvial

El tratamiento empleado en este caso consiste en sumar dentro de una ventana móvil el número de píxeles que tienen una altitud mayor que el píxel central; y asumir, que cuando esta suma es mayor al 55% del número total de los píxeles (que se encuentran en la ventana móvil), el píxel central corresponde a un talweg (Fig. IV.10).

Los píxeles más altos que el del centro dentro del recuadro que corresponde a una posición central de la ventana móvil en una imagen, representan en este ejemplo 77.77%. Debido a que este valor es más grande que 55%, el píxel central (en gris oscuro) localizado en esta ventana móvil corresponde a un píxel de la red. Se realiza el mismo cálculo en cada posición de la ventana móvil para definir si el píxel central corresponde a un píxel de la red fluvial (píxeles en gris claro de la figura IV.10).

Este acercamiento considera el píxel central de una ventana móvil como un píxel de la red fluvial solamente cuando 55% de los píxeles vecinos cuya altitud

1037	1039	1042	1038	1045
1034	1037	1034	1029	1030
1012	1023	1027	1033	1033
1037	1042	1039	1034	1041
1041	1048	1043	1038	1040

Figura IV.10. Ejemplo de cálculo.

es mayor que la del píxel central; a veces, este cálculo puede crear hiatos entre los segmentos aislados que representan la traza de un río. Sin embargo, este algoritmo no intenta unir forzosamente estos fragmentos del cauce como lo hace, por ejemplo, el software *RiverTools* en sus métodos de cálculo: *D8* (Martz y Garbrecht, 1992; Garbrecht y Martz, 1997), *D-Infinity* (Tarboton, 1997) o el Flujo de Masa (parecido al propuesto por Costa-Cabral y Burges, 1994).

De hecho, como lo ilustra un ejemplo del tratamiento realizado en la Sierra de la Mixteca, Oaxaca, la comparación de la extracción de la red utilizando *RiverTools* y el software **TLALOC** muestra el tipo de defectos que genera el primer método, entre ellos, la duplicación de la red creando líneas paralelas y la adición de rasgos erróneos o superfluos (Fig. IV.11A). Si bien, la red de drenaje extraída a partir del algoritmo que usa el software **TLALOC** puede ser incompleta, el dibujo de los segmentos fluviales es correcto (Fig. IV.11B, IV.11C).

Por otro lado, existe un módulo ejecutable suplementario (**Hiatus**) que puede juntar los segmentos, disminuyendo así en parte la segmentación de la red; además, el uso de un editor de pantalla permite arreglar y unir visualmente los elementos de la red de drenaje, con la ayuda de ortofotos, imágenes de satélite, datos cartográficos, atributos primarios derivados del modelo digital de elevación tales como el aspecto, la concavidad y el modelo digital sombreado.

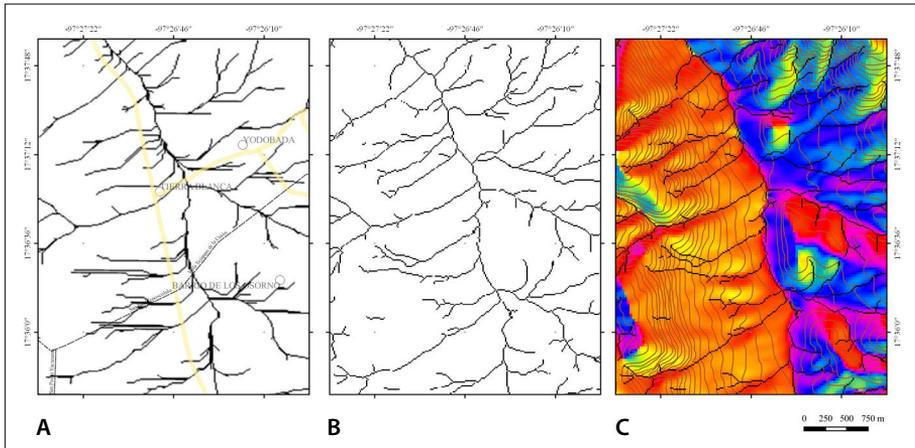


Figura IV.11. Comparación de los resultados provenientes de la aplicación de A. los algoritmos del software *RiverTools*; B. los algoritmos del software **TLALOC**; C. Validación del segundo tratamiento cuando se sobrepone la red fluvial en el modelo sombreado con aspecto y curvas de nivel en la zona del Geoparque de la Mixteca, Oaxaca.

También, el módulo ejecutable **Rio4** contiene un algoritmo de extracción y de unión entre segmentos que todavía no se integró en el software **TLALOC**. En una primera etapa, este módulo ejecutable considera el píxel central de una ventana móvil como un píxel de la red fluvial cuando, por lo menos, 55% de los píxeles vecinos tienen una altitud mayor que la del píxel central. En una segunda etapa, se extraen los puntos extremos de cada segmento; después, tomando en cuenta cada uno de dichos puntos, el programa busca, en una superficie de radio dado (generalmente igual a 5 píxeles), los puntos vecinos cuya altitud es menor que la altitud del punto en estudio y, en este caso, junta este punto al punto vecino. La figura IV.12 muestra cómo en una zona se juntan los segmentos. Así, se reducen considerablemente las correcciones que se realizan con un editor de pantalla.

b) Calidad de la extracción en relación con la resolución vertical del MDE

La calidad de la extracción depende de la resolución vertical del MDE y del tipo de interpolación. Una interpolación vertical en centímetros (Fig. IV.13B) elimina el efecto de escalones en la zona de pendiente débil que se observa en el MDE cuan-

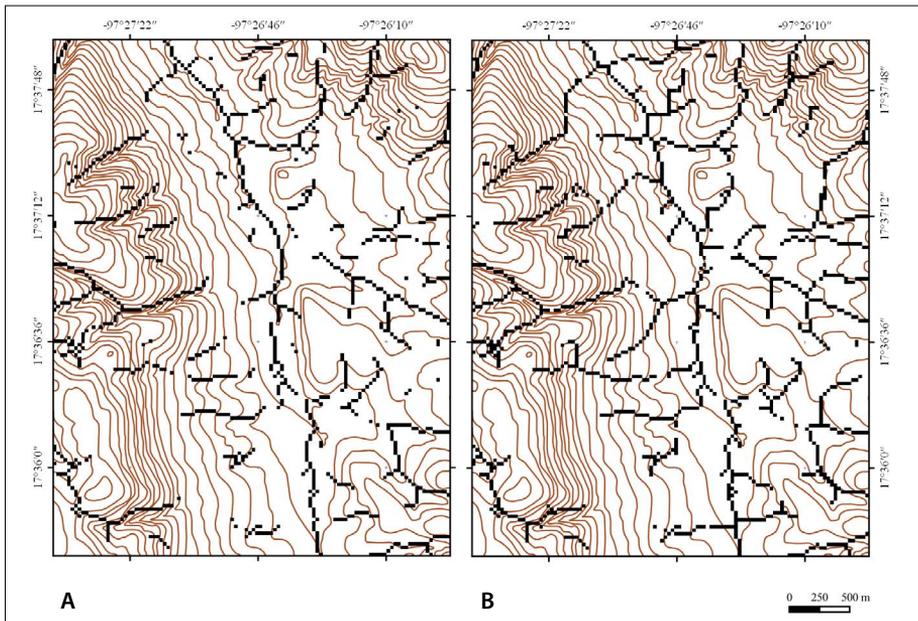


Figura IV.12. Comparación de la extracción con A. TLALOC y B. el módulo ejecutable Rio4.

do este tiene una escala vertical métrica (Fig. IV.13A); una escala en centímetros representa un documento más adecuado como soporte para extraer la red fluvial.

IV.2.3. Cálculo de la longitud de los ríos

En el cálculo de la longitud fluvial se utiliza la configuración y las relaciones que existen entre los píxeles que pertenecen a la red de drenaje; de igual manera se toma en cuenta el valor hipsométrico de los píxeles en el cálculo dentro del espacio tridimensional. Para ilustrar el método de medición propuesto por Parrot *et al.* (2008), se toma una red de drenaje extraída a partir de un Modelo Digital de Elevación; en este caso el ejemplo se ubica en el norte del Estado de Guerrero (México); y en ella se realiza la medición tanto en el espacio bidimensional (l_z) como en el tridimensional (l_{3D}) con el fin de comparar los resultados (ver Tabla IV.2).

La diferencia registrada entre las dos mediciones (l_z y l_{3D}) depende de la estructura de la superficie terrestre y está relacionada con el relieve y su disección. La diferencia global observada, así como el incremento del porcentaje en la longitud,

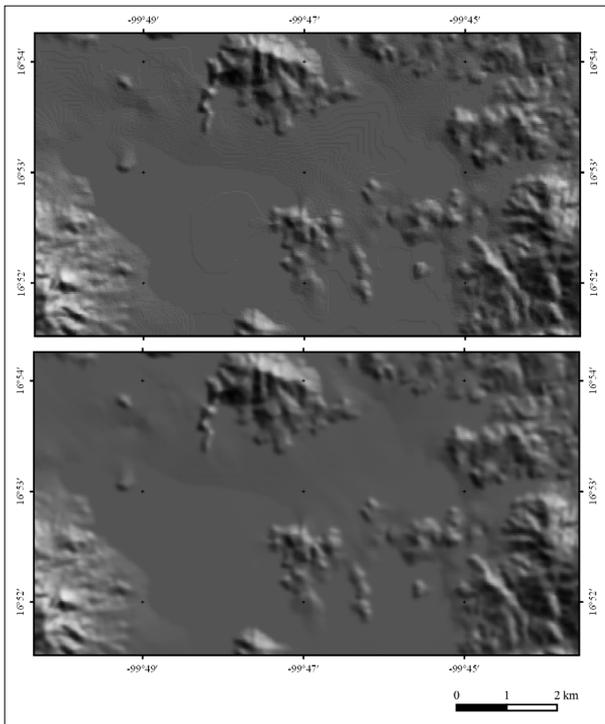


Figura IV.13. MDE Acapulco, Guerrero (E14C57) en la región al sur del Cerro La Campana. A. escala vertical en metros; B. escala vertical en centímetros.

cuando la misma red se mide en el espacio bidimensional y tridimensional, puede ser un indicador de procesos erosivos.

Es posible medir el porcentaje de aumento usando ventanas móviles de tamaños variables; hay que mencionar que la red de drenaje se utiliza para definir y calcular diferentes índices de disección que generalmente se miden dentro de una malla que genera mapas de contorno, pero también explorar toda la escena, mediante el uso de una ventana móvil que realiza un escaneado completo de la imagen en estudio. El histograma de la densidad bidimensional y tridimensional de la red de drenaje corresponde a una representación más o menos exacta de la forma del paisaje y la desviación observada entre las dos curvas, refleja la profundidad de disección; en otras palabras, esta desviación desempeña el papel de índice de profundidad de disección que se va a describir más tarde.

Existen dos tipos de acercamiento para calcular la longitud de la red fluvial: el cálculo bidimensional y el cálculo tridimensional que se explican a continuación.

a) Longitud bidimensional

La longitud de una línea o curva no se puede reducir al número de píxeles que la compone (multiplicando o no este valor por la arista del píxel).

En realidad, en el cálculo de la longitud de la red de drenaje se necesita considerar dos distancias diferentes entre el centro de un píxel y los centros de sus vecinos; existe una relación con la configuración que presentan los píxeles en una ventana de 3×3 , centrada en cada píxel de la red de drenaje. Cuando la longitud P_s del lado del píxel es 1, la distancia D de enlace es igual a 1 si se trata de píxeles cardinales; cuando los píxeles vecinos están vinculados al píxel central por sus esquinas (píxeles diagonales) la distancia D corresponde a $\sqrt{2}$.

Tal procedimiento requiere o no seguir el camino de la curva, lo importante es considerar, dentro de la superficie de los píxeles, el valor de la mitad de la longitud de la línea recta que une el centro del píxel, y el del píxel vecino (Fig. IV.14).

En este caso, como lo muestra la figura IV.15 y de acuerdo con la configuración encontrada en una ventana de 3×3 , los dos valores d_{z1} y d_{z2} localizados dentro de la superficie de los píxeles, son respectivamente iguales a $\frac{1}{2}$ y a $\frac{\sqrt{2}}{2}$. El valor d_{z1} se aplica a los vecinos cardinales y el valor d_{z2} , se utiliza cuando se trata de píxeles vecinos diagonales. La medición realizada en cada ventana de prueba de 3×3 , toma en cuenta todas las configuraciones encontradas y se suman. Por ejemplo, para el píxel codificado con el valor 10 en la figura IV.14 y que tiene tres píxeles vecinos, esta suma es igual a $2(\frac{\sqrt{2}}{2}) + \frac{1}{2}$, es decir 1.914. A continuación, tomando en cuenta la longitud P_s del píxel, la longitud total de la porción de red

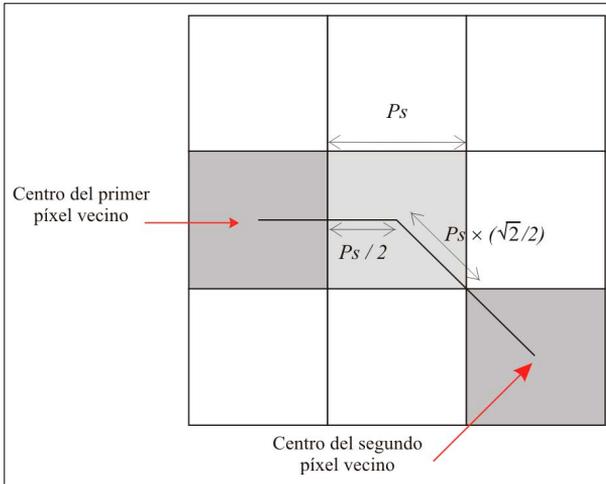


Figura IV.14. Valor de l_z en relación con la posición de los píxeles vecinos.

de drenaje l_z observada en la ventana de prueba es igual a: $l_z = d_z \times P_s$ donde $d_z = \sum d_{z1} + \sum d_{z2}$.

En realidad, el algoritmo desarrollado por Parrot *et al.* (2008) calcula directamente cada longitud l_{z1} o l_{z2} encontrada en la ventana 3×3 . El cálculo se realiza de la siguiente manera: $l_z = \sum l_{z1} + \sum l_{z2}$ donde $l_{z1} = d_{z1} \times P_s$ y $l_{z2} = d_{z2} \times P_s$.

El cálculo se realiza sobre cada píxel que dibuja la red de drenaje, de acuerdo con el “raw order” (orden de los datos brutos que corresponde a un barrido de la imagen desde el punto de origen de coordenadas 0, 0 ubicado en la esquina superior izquierda hasta el punto de la esquina abajo derecha, en otras palabras, desde la primera hasta la última línea del archivo). La figura IV.15 muestra cómo se obtiene el valor L_Z de la longitud total de la red de drenaje estudiada, sumando todos los valores locales. La longitud total de la red de drenaje en el ejemplo presentado en la figura IV.15, es de 2114 metros (si el lado del píxel es de 50 metros), cuando se calcula la red a partir del mapa topográfico, sin tomar en cuenta el relieve. Todos los valores l_z se presentan en la Tabla IV.2.

El mismo ejemplo se utiliza en la siguiente sección con el fin de ilustrar el cálculo tridimensional y subrayar las diferencias. Los valores obtenidos cuando se realiza este último cálculo también aparecen en la Tabla IV.2.

b) Longitud tridimensional

El resultado anterior corresponde a la medición realizada a partir de la proyección de la red de drenaje sobre un plano horizontal. Para calcular con mayor precisión

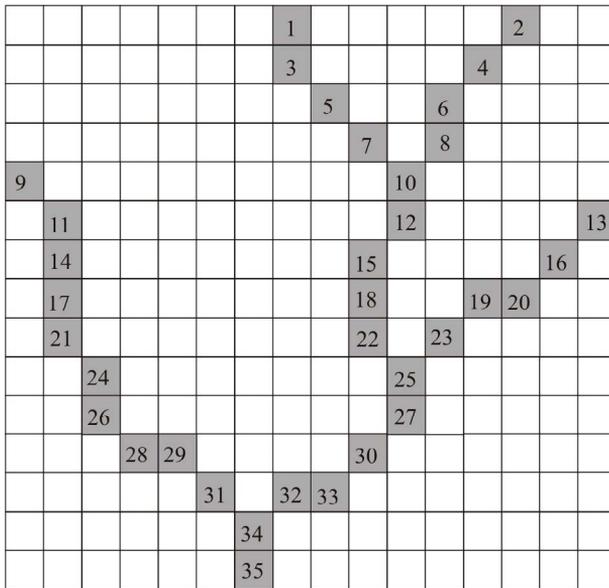


Figura IV.15. Cálculo tipo “raw order” aplicado a una red de drenaje (valores reportados en la Tabla IV.2).

Tabla IV.2. Valores de d_z , l_z , de altitud y de l_{3D} de todos los píxeles de la red de drenaje (Fig. IV.15).

Número de orden del píxel	d_z	l_z	altitud	l_{3D}
1	0.500	25.00	215	25.24
2	0.707	35.35	212	35.44
3	1.207	60.35	208	60.72
4	1.414	70.70	207	70.84
5	1.414	70.70	202	70.95
6	1.207	60.35	203	50.39
7	1.414	70.70	196	70.86
8	1.207	60.35	197	60.59
9	0.707	35.35	195	35.44
10	1.914	95.70	193	95.91
11	1.207	60.35	190	60.52
12	1.207	60.35	188	60.56
13	0.707	35.35	189	35.44

Tabla IV.2. Continúa.

Número de orden del píxel	d_z	l_z	altitud	l_{3D}
14	1.000	50.00	186	50.16
15	1.207	60.35	183	60.62
16	1.414	70.70	184	70.88
17	1.000	50.00	182	50.26
18	1.000	50.00	177	50.30
19	1.207	60.35	174	60.53
20	1.207	60.35	179	60.56
21	1.207	60.35	176	60.62
22	1.207	60.35	172	60.64
23	1.414	70.70	170	70.85
24	1.207	60.35	171	60.56
25	1.914	95.70	165	96.04
26	1.207	60.35	166	60.53
27	1.207	60.35	161	60.48
28	1.207	60.35	162	60.44
29	1.207	60.35	159	60.45
30	1.414	70.70	157	70.79
31	1.414	70.70	155	70.79
32	1.207	60.35	154	60.36
33	1.207	60.35	154	60.38
34	1.914	95.70	152	95.76
35	0.500	25.00	150	25.02
Total	42.280	2114.00		2120.12

la longitud de esta red, es necesario incorporar los diferentes valores de altitud de los píxeles que describen la red en la imagen *raster*. En la tabla IV.2 se reporta este cálculo.

Sin tomar en cuenta irregularidades locales, se supone que el valor tridimensional del elemento de red de drenaje proyectada sobre la superficie de píxeles corresponde a la hipotenusa de un triángulo rectángulo, cuya base es igual a l_{z1} o

l_{z2} en función de la posición de los píxeles vecinos (Fig. IV.16). El segundo lado del triángulo rectángulo es igual a la mitad de la diferencia de altitud H entre el centro del píxel y los centros de los diferentes píxeles vecinos. La longitud de estos elementos locales l_{3D1} y l_{3D2} es respectivamente igual a: $l_{3D1} = \sqrt{(l_{z1})^2 + (H/2)^2}$ y $l_{3D2} = \sqrt{(l_{z2})^2 + (H/2)^2}$ y la longitud total local l_{3D} medida en la ventana de 3×3 donde se realiza el cálculo, es entonces igual a: $l_{3D} = \sum l_{3D1} + \sum l_{3D2}$

Por ejemplo, cuando este cálculo se aplica al píxel codificado con el valor 10 (193 m) en la figura V.15, tres direcciones se encuentran en la ventana de prueba. Los valores de altitud de los tres píxeles vecinos son respectivamente iguales a 196 m (píxel 7), a 197 m (píxel 8) y a 188 m (píxel 12). Para un tamaño P_s del lado del píxel igual a 50 m, cada resultado es lo siguiente:

1. $l_{3D1} = \sqrt{35.35^2 + (3/2)^2} = 35.38 \quad H = 3 \text{ (entre 10 y 7)}$
2. $l_{3D2} = \sqrt{35.35^2 + (4/2)^2} = 35.41 \quad H = 4 \text{ (entre 10 y 8)}$
3. $l_{3D2} = \sqrt{25 + (5/2)^2} = 25.12 \quad H = 5 \text{ (entre 10 y 12)}$

Así, la longitud total local l_{3D} es igual a 95.91, un poco más que el resultado obtenido anteriormente ($l_z = 95.70$) que corresponde solamente a la proyección de l_{3D} sobre un plano horizontal.

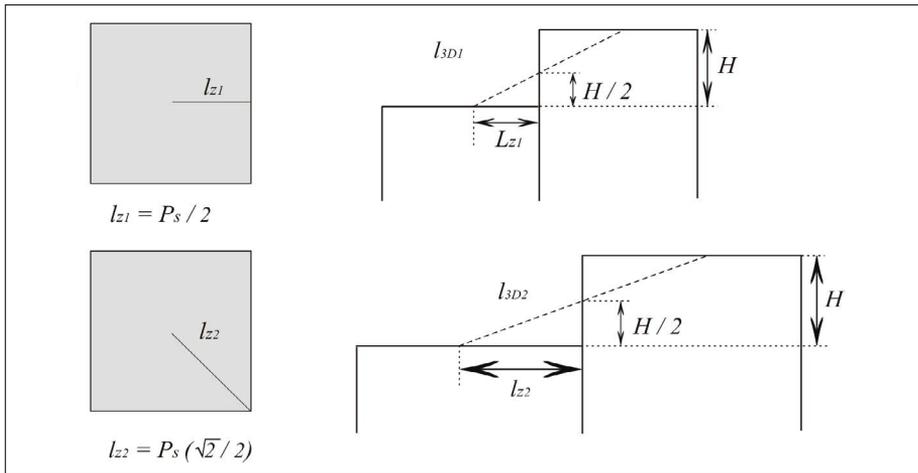


Figura IV.16. Cálculo de l_{3D} en relación con la orientación de l_z .

Por último, la longitud tridimensional total de l_{3D} corresponde a la suma de todas las longitudes locales de l_{3D} , calculadas en una ventana de prueba 3×3 centrada en cada píxel que pertenece a la red de drenaje. Los valores resultantes están reportados en la tabla anterior (Tabla IV.2).

El programa **New_Dissec** calcula estas dos longitudes, lo que permite definir la relación $[(L_{3D} - L_{2D}) / L_{2D}] \times 100$ que traduce el porcentaje de aumento de la longitud cuando se toma en cuenta el relieve.

IV.2.4. Evaluación de la diferencia entre las dos medidas de longitud

Con el fin de estimar la diferencia que existe entre la longitud bidimensional y la tridimensional, dos enfoques pueden ser utilizados. El primero, consiste en medir la diferencia registrada entre los dos tipos de mediciones en toda la escena estudiada. La segunda, corresponde a una visualización de estas diferencias, por medio de observaciones y cálculos locales (**New_Dissec**).

a) Medida global

La variación de la longitud puede ser expresada en un porcentaje total de aumento, llamado aquí SD e igual como lo vimos a $[(L_{3D} - L_{2D}) / L_{2D}] \times 100$. Un ejemplo de tratamiento aplicado a la zona montañosa de la Mixteca Alta (Oaxaca) se reporta en la figura IV.17.

En este caso, la longitud bidimensional de la red fluvial es igual a 3642.063 km, mientras la longitud tridimensional es de 3709.975 km, se registra una ligera diferencia de 67.912 km que representa un aumento de 1.86%.

Esta relación puede traducir la rugosidad global de la zona en estudio. El relieve de la zona de la Mixteca Alta no registra variaciones drásticas del relieve.

b) Medida local

El primer tratamiento da un resultado global del porcentaje que permite comparar L_z con L_{3D} en toda la región; sin embargo, no proporciona información sobre la distribución espacial de los diferentes valores de este porcentaje.

La evaluación local requiere medir este porcentaje utilizando un barrido de toda la imagen con una ventana móvil, cuyo tamaño depende de la resolución.

Dentro de esta ventana móvil de tamaño $m \times m$, todos los píxeles que pertenecen a la red de drenaje se observan en una ventana móvil de 3×3 píxeles, siguiendo el tratamiento descrito anteriormente. Las longitudes locales de los espacios bidimensional L'_z y tridimensional L'_{3D} son respectivamente iguales a:

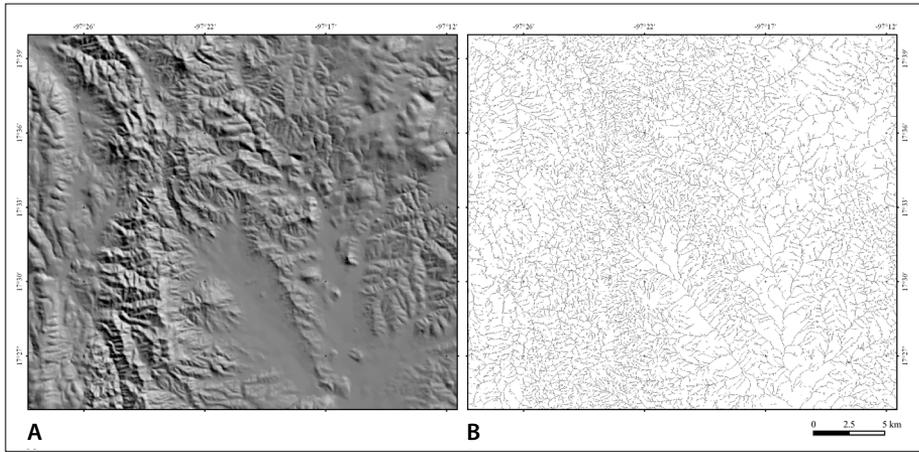


Figura IV.17. A. Modelo Digital de Elevación sombreado. B. Red de drenaje (Romero-Hernández, 2018).

$$L'_z = \sum_{l=l,m}^{k=l,m} l'_z(k,l) \quad \text{y} \quad L'_{3D} = \sum_{l=l,m}^{k=l,m} l'_{3D}(k,l)$$

donde $l'_z(k,l)$ es el valor de la longitud bidimensional local calculada en la ventana de 3×3 , desde el píxel (l,l) hasta el píxel (m,m) , dentro de una ventana móvil de tamaño $m \times m$; por su parte, $l'_{3D}(k,l)$ es el valor correspondiente de longitud tridimensional. Se debe aclarar que $l'_z(k,l)$ y $l'_{3D}(k,l)$ son iguales a cero, cuando ningún píxel se encuentra en el centro de la ventana móvil de 3×3 , y que $l'_{3D}(k,l)$ toma el valor de $l'_z(k,l)$ cuando la diferencia de altura H es igual a 0.

De tal manera que el porcentaje de aumento local sd' se calcula aplicando la ecuación: $sd' = [(l'_{3D} - l'_z) / l'_z] \times 100$. Este resultado se reporta en el píxel central de la ventana móvil $m \times m$ con el fin de visualizar el valor local sd' . Porque el cálculo dentro de la ventana móvil requiere la información proporcionada por todos los píxeles que describen esta ventana, se debe aclarar que el algoritmo genera un borde alrededor de la imagen. El borde wb de la imagen, permanece vacío y su tamaño es igual a: $wb = (m-1)/2$.

En este caso, la desviación global SD' de la longitud corresponde al promedio de la desviación calculada localmente y se obtiene aplicando la formula siguiente:

$$SD' = \sum_{j=wb, nbc\text{ol}-wb}^{i=wb, nbl\text{ig}-wb} sd^2(i, j) / np$$

donde wb es el tamaño del borde vacío, $nbl\text{ig}$ el número de líneas de la imagen, $nbc\text{ol}$ el número de columnas, y np el número de ventanas móviles de tamaño $m \times m$ que contienen por lo menos un píxel que pertenece a la red de drenaje.

De hecho, el resultado obtenido depende del tamaño de la ventana móvil. Cuando se utiliza una ventana de tamaño pequeño, la diferencia entre la longitud bidimensional y la longitud tridimensional no es tan importante en cada punto, y el valor medio resultante es muy bajo. El promedio del incremento del índice SD' , crece rápida y regularmente cuando el tamaño de la ventana aumenta, hasta llegar a un valor alto que después disminuye muy poco (Fig. IV.17). Este comportamiento se produce cuando existe un número importante de pequeñas ventanas $m \times m$, que no presentan ninguna diferencia entre l_z y l_{3D} . La segunda curva reportada en el diagrama de la figura IV.18 corresponde al porcentaje de cajas vacías PEB [Percentage of Empty Boxes], frente al número total de cajas relacionadas con el aumento de tamaño de la ventana de prueba. Es posible observar que este porcentaje, disminuye rápidamente cuando el tamaño de la ventana de prueba está aumentando. A fin de presentar en el mismo diagrama estas dos curvas, se han utilizado dos escalas diferentes. El punto de inflexión de la curva PEB relacionada con el valor máximo del promedio SD' permite definir el tamaño de la ventana móvil a utilizar para calcular SD' .

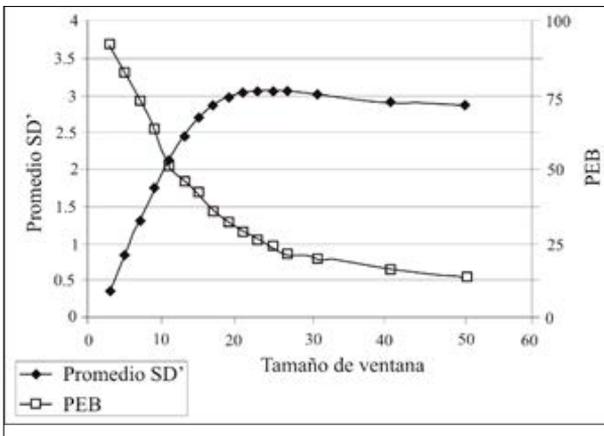


Figura IV.18. Evolución de las curvas SD' y PEB en relación con el incremento del tamaño de la ventana móvil.

Todos estos cálculos se realizaron sobre un Modelo Digital de Elevación (MDE) de prueba en una región localizada en el norte del Estado de Guerrero (México), alrededor de la ciudad de Teloapan. El MDE tiene una resolución de 25 metros y este territorio representa un poco más de 408 km² (23975 metros × 17025 metros), con una altitud mínima de 600 y una máxima de 2442 msnm. En esta región afloran dos unidades geológicas principales (Fig. IV.19); la primera se conoce como la plataforma Morelos-Guerrero y está constituida por calizas arrecifales del Albiano-Cenomaniano, que a su vez están cubiertas por un flysch del Cretácico Superior (Monod y Busnardo, 1992).

La segunda, se conoce como Sistema de Teloapan y corresponde a una cabalgadura sobre la formación anterior (Campa y Coney, 1983), formada por rocas clásticas y metavolcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (González-Partida, 1993a y 1993b; Talavera-Mendoza, 1993); en este caso, se trata de calizas arrecifales del Aptiano-Albiano (Monod y Busnardo, 1992), y de lavas basálticas almohadillas del Cenomaniano (Ortiz-Hernández, 1992; Talavera-Mendoza *et al.*, 1992). El rumbo N-S de la cabalgadura aparece en la parte oriental de la zona de estudio.

La longitud bidimensional L_z de la red fluvial reportada en la imagen del relieve sombreado de la figura IV.20 es de 1055.193 km y la longitud tridimensional

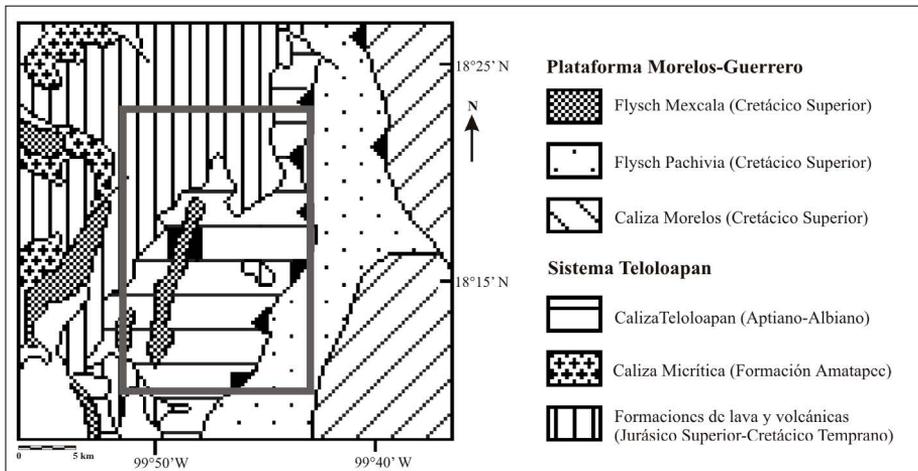


Figura IV.19. Esquema geológico de la región del norte del estado de Guerrero [tomado de Salinas-Prieto (1994) en González-Partida *et al.* (2001)]. El MDE estudiado corresponde a la zona dentro del cuadro gris y el MDE sombreado esta presentado en la figura IV.20.

L_{3D} corresponde a 1084.99 km; la diferencia entre las dos mediciones de la red de drenaje es igual a 29.79 km, es decir, alrededor de 30 km para una superficie de 408.17 km². Esta variación se puede expresar por el porcentaje de aumento, llamado aquí SD . En el presente caso, este porcentaje es igual a 2.82%.

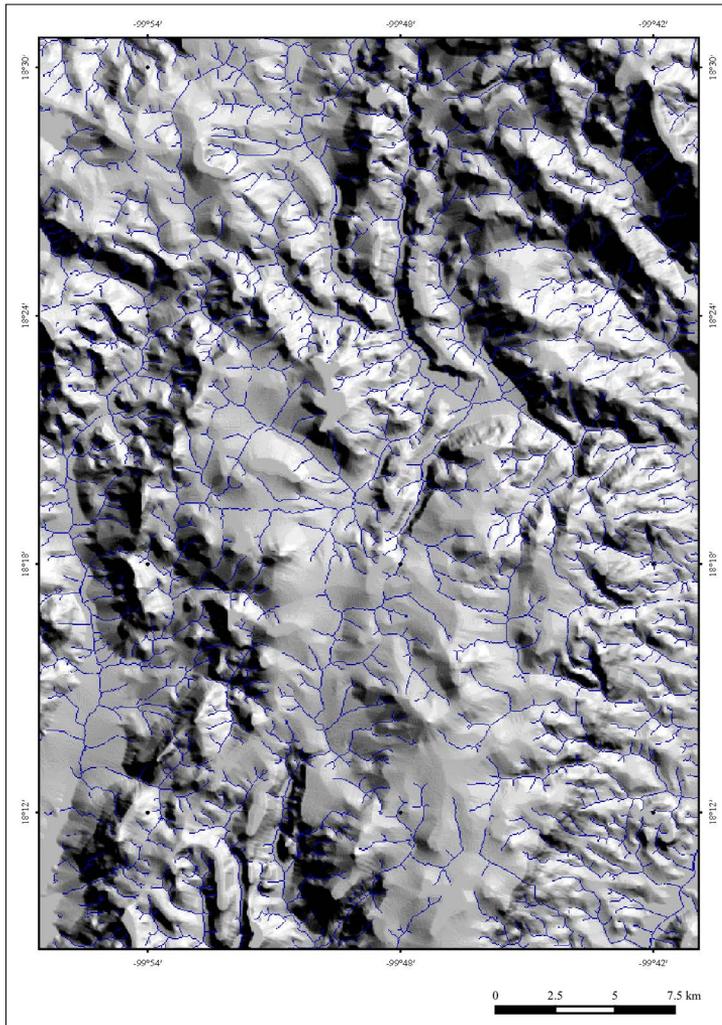


Figura IV.20. Red de drenaje sobrepuesta sobre el MDE sombreado de la región del norte del Estado de Guerrero.

Por otra parte, el valor de la SD' obtenido es de 3.06% para una ventana de 25×25 píxeles, 3.10% para una ventana de 27×27 , y 3.06% para una ventana de 29×29 . Así, el valor pico de SD' es un poco más alto que el porcentaje global de aumento SD (2.82).

Como lo muestra la figura IV.21, el uso de SD o SD' enfatiza los rasgos morfológicos de la zona en estudio. Se reportó en la figura IV.21D, una imagen

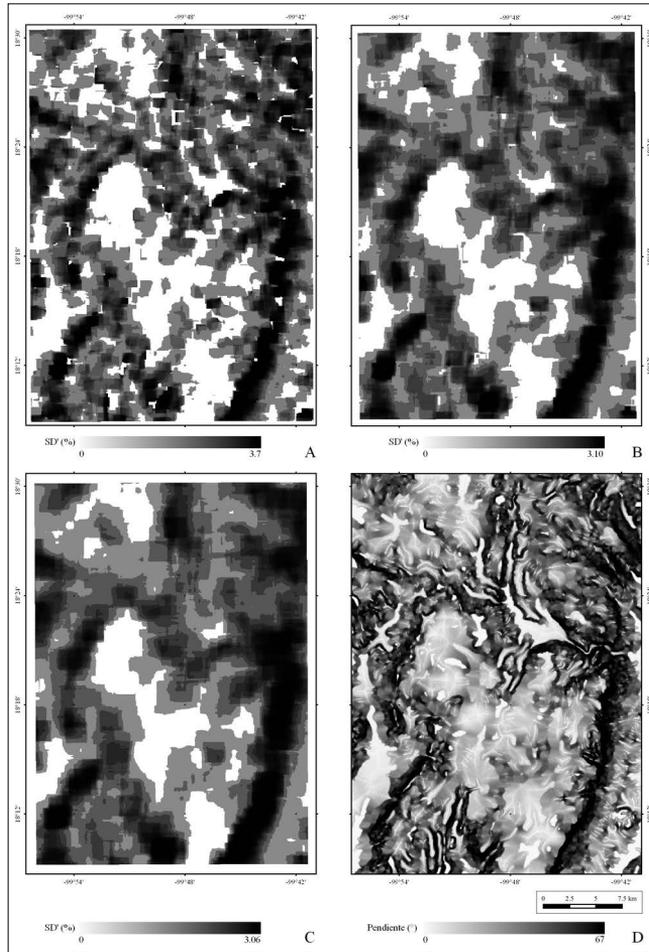


Figura IV.21. Aumento local SD' A. Tamaño de la ventana móvil 25×25 ; B. Tamaño de la ventana móvil 39×39 ; C. Tamaño de la ventana móvil 51×51 ; D. Mapa normalizado de pendientes.

de valores de pendiente normalizados entre 0 y 255 con el fin de visualizar el resultado. Sin embargo, estos valores no corresponden a un parámetro o variable como por ejemplo la densidad o la profundidad de disección, que se presentan en la sección siguiente.

IV.3. Parámetros geomorfológicos

Por sí mismo, la observación visual del dibujo de la red fluvial en los Modelos Digitales de Elevación sombreados da información sobre los rasgos tectónicos de la región en estudio. Por ejemplo, un detalle (Fig. IV.22) proveniente de la imagen presentada en el capítulo III (Fig. III.40) sobre la región volcánica de Acoculco, muestra claramente la presencia de una falla transcurrente o de desgarre, con un rumbo u orientación este-oeste y un desplazamiento sinistral.

Sin embargo, a partir del MDE, es posible medir parámetros morfológicos tales como la “densidad de disección”, la “profundidad de disección” o bien, en función de la distribución de sus segmentos, la “sinuosidad” o “tortuosidad” de la red de drenaje, así como su estructura (paralela, dendrítica, etc.).

Esta información representa una clave indispensable para analizar el paisaje, las formas terrestres y en particular el drenaje. Este último, representa la interacción entre el clima y la litología a lo largo del tiempo. De este vínculo resulta la morfología; su análisis da la posibilidad de conocer la evolución y edad relativa del relieve. Por otro lado, la red fluvial refleja la influencia de la tectónica en el

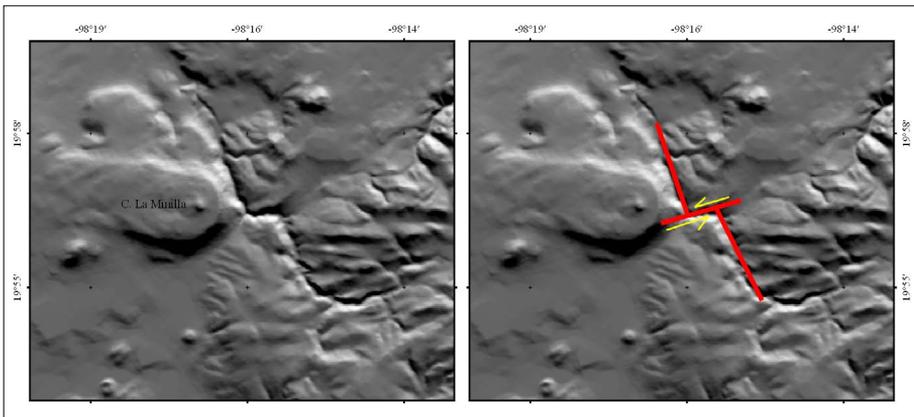


Figura IV.22. Falla con desplazamiento sinistral.

terreno a través de cauces largos y rectos (fallas), de cambios en la dirección de los cursos fluviales (deflexiones), depresiones romboidales (cuencas de tracción: *pull apart basin*) e incluso es posible establecer la dirección de movimiento de las fallas (transcurrentes o de desgarre).

IV.3.1. La densidad de disección

a) Introducción

Este análisis permite visualizar la espacialidad de la intensidad de la erosión fluvial; de esta manera territorios con mayor o menor grado de disección se hacen evidentes. Para explicar este hecho, es necesario tomar en cuenta la litología, su acomodo (estructura geológica), la permeabilidad de la roca, la existencia de fallas, la competencia a la erosión del sustrato y la morfología de las laderas (inclinación, geometría, longitud y orientación).

De manera indirecta es posible valorar la precipitación y su relación con la dinámica erosiva o deposicional; para ello es necesario conocer cómo llueve (estacional: temporada húmeda del año; o extraordinaria: ciclones, frentes fríos y nortes) y cuánto precipita (mm / año-periodo-mes).

La importancia de evaluar el proceso erosivo-acumulativo de la acción fluvial por este método permite tener un elemento más de análisis, en la determinación de terrenos susceptibles al lavado de suelos; profundización de valles e inestabilidad de laderas por incremento de la pendiente; procesos gravitacionales asociados a superficies inclinadas con diferente permeabilidad y zonas de azolve e inundación. La cartografía que resulta de este análisis contribuye a la determinación de regiones expuestas a presentar dinámicas de peligro.

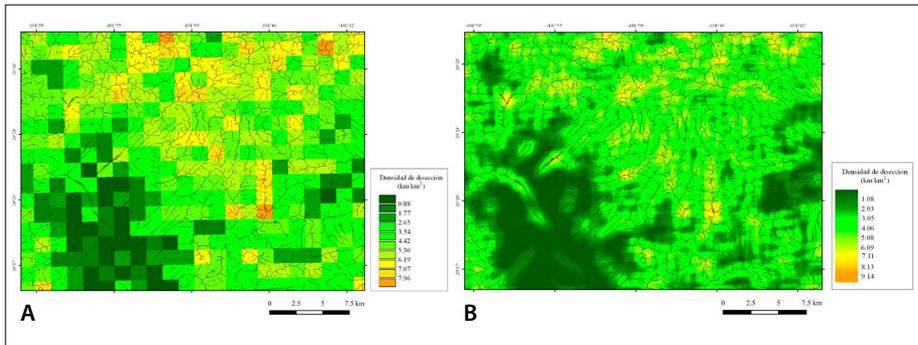


Figura IV.23. Ejemplo de tratamiento realizado en la región de Pénjamo. A. Uso de celdas cuadradas. B. Uso de una ventana móvil de 21×21.

b) Método

En relación con la definición precedente de la medida de la longitud de la red fluvial en un espacio bi o tridimensional, se presenta en las líneas siguientes diversos tipos de cálculo de la densidad de disección (**TLALOC** y **New_Dissec**). Como ya se comentó, la densidad corresponde a la relación longitud/superficie y por lo general, se calcula dentro de una cuadrícula sobrepuesta a la imagen de la red de drenaje (Fig. IV.23A). Sin embargo, en el presente caso, el cálculo no se realiza como lo requiere la forma manual y tradicional, con cuadrantes sucesivos. En esta ocasión, se utiliza una ventana móvil cuadrada de tamaño variable (Fig. IV.23B). Los progresos de la informática permiten realizar este cálculo, lo que no se puede hacer de manera manual. A excepción de la zona de borde *wb* como se definió anteriormente, todos los píxeles están codificados con el valor de la relación calculada.

Se calculan tres índices:

- 1) El primer cálculo hace la suma de los píxeles (N_p) que pertenecen a la red de drenaje dentro de la ventana móvil y mide la relación N_p entre el número total de píxeles (N_{TP}) que se encuentran en la ventana móvil $m \times m$. Este índice es similar al parámetro densidad de disección, porque el número de píxeles que pertenecen a la red de drenaje corresponde a una estimación aproximada de la longitud, ya que, en el mundo *raster*, una línea se presenta como la superficie de todos los píxeles que la componen. Este índice se calcula como sigue:

$$Dd_1 = (N_p / N_{TP}) \times 100.$$
- 2) El segundo índice, consiste en calcular la longitud L_z de la red de drenaje y la superficie de la ventana de prueba, donde la red se encuentra; el cálculo de la longitud se describió anteriormente. En este cálculo, se toma en cuenta la red de drenaje sólo dentro de la superficie $m-1 \times m-1$ porque cuando se trata de un píxel situado en el borde de la ventana no es posible saber cuál puede ser la posición de un píxel vecino fuera de la ventana. La medida resultante es la siguiente:

$$Dd_2 = [L_z / (m-1)^2] \times 100$$
- 3) El tercer índice es similar, pero toma en cuenta el valor de L_{3D} . En este caso el valor de la relación longitud / superficie Dd_3 corresponde a:

$$Dd_3 = [L_{3D} / (m-1)^2] \times 100.$$

c) Ejemplo del cálculo de la densidad de disección en la región de Teloloapan, norte del Estado de Guerrero.

Tomando en cuenta el ejemplo de la figura IV.20 (Teloloapan: norte del Estado de Guerrero, México), es posible mostrar cuál es el aporte de un cálculo que uti-

liza la medida de la red fluvial en el espacio tridimensional. En la figura IV.24, se presentan diversos resultados que ilustran el tipo de respuesta obtenida en relación con el valor de la longitud de la red de drenaje (longitud bidimensional o tridimensional).

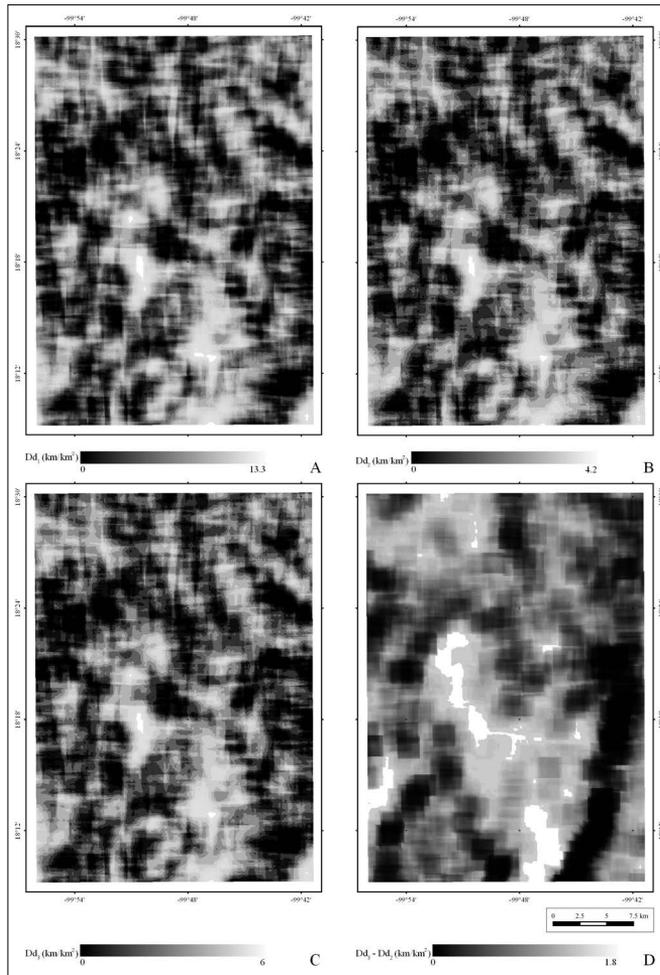


Figura IV.24. Densidad de disección calculada con una ventana móvil de 25×25 píxeles. A. Densidad de disección Dd_1 ; B. Densidad de disección Dd_2 calculada en el espacio bidimensional; C. Densidad de disección Dd_3 calculada en el espacio tridimensional; D. Diferencia entre Dd_3 y Dd_2 ($Dd_3 - Dd_2$).

La diferencia entre los dos tipos de medida representa una herramienta para caracterizar de manera más precisa los rasgos geomorfológicos (Fig. IV.25 y Fig. IV.26).

d) Relación entre la longitud de la red fluvial y la superficie de medición

Como ya se mencionó, el rango de los valores del índice de densidad de disección depende de la escala de observación. Este inconveniente proviene del hecho que las estructuras lineales que crecen en función de la escala del mapa corresponden a una progresión aritmética, es decir, que dentro de una serie de números cada uno es igual al precedente aumentado por una constante. Mientras que el incremento de la superficie representa una progresión geométrica, es decir que dentro

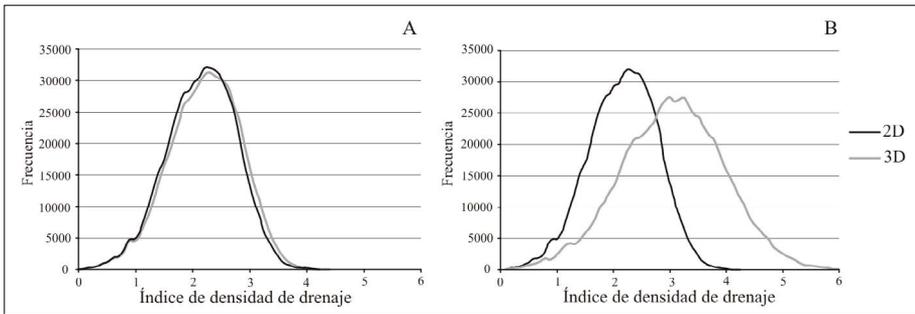


Figura IV.25. Histograma bidimensional de la frecuencia versus índice de densidad de disección, A. sin exageración vertical; B. exageración vertical de 2.5.

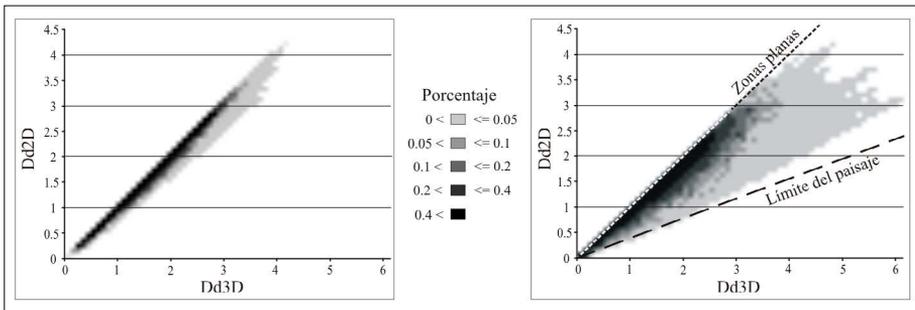


Figura IV.26. Histograma bidimensional de la densidad de disección 2D versus la densidad de disección 3D, A. sin exageración vertical; B. exageración vertical de 2.5.

de una serie de números cada uno es igual al precedente multiplicado por un valor constante.

Un simple ejemplo permite ilustrar este comportamiento.

Dentro de un cuadrado cuyo lado es igual a 1, una diagonal tendrá el valor $\sqrt{2}$, es decir 1.414. Dentro de un cuadrado cuyo lado es igual a 2, la diagonal tiene el valor $2\sqrt{2}$, es decir 2.828. Aplicando la fórmula "tradicional", el índice de densidad de disección corresponde respectivamente a 1.414 y 0.707 ($1.414/1$ y $2.828/4$, o también $DS_1 = \sqrt{2}/1^2$ y $DS_2 = (2 \times \sqrt{2})/2^2$). Esto significa que, a pesar del hecho que se trata de una misma forma, el valor del índice de densidad de disección de una diagonal disminuye cuando la superficie de la zona cuadrática aumenta.

Por esta razón, se propone una relación que da el mismo resultado (1.414) en ambos casos. El sencillo ejemplo de la diagonal ilustra lo que debe ser la línea principal de un nuevo cálculo del índice de densidad de drenaje.

En un caso concreto, la extracción de la red fluvial, así como el cálculo de la longitud siguen los procesos descritos anteriormente. Siguiendo la fórmula clásica (Parrot *et al.*, 2008), vimos que el índice Dd_1 corresponde a la suma de los píxeles Np que describen, dentro de una ventana de tamaño $m \times m$, la red de drenaje. La fórmula es la siguiente: $Dd_1 = Np / (m \times m)$. Al aplicar la nueva versión del cálculo de la densidad de disección, el primer enfoque se limita en medir el número de píxeles (Np) que pertenecen a la red de drenaje dentro de la ventana de prueba $m \times m$, y en calcular la relación Np versus el valor m del lado de la ventana. Este índice de densidad corresponde aproximadamente al parámetro disección de drenaje, porque el número de píxeles que pertenecen a la red de drenaje corresponde a una estimación de la longitud, ya que en el mundo *raster*, una línea está representada por la superficie de todos los píxeles que la componen.

Este índice llamado NDd_1 se calcula como sigue: $NDd_1 = Np / (m \times \xi)$, donde m es el tamaño del lado de la ventana móvil o del cuadro donde se calcula el índice y Np el número total de píxeles que describen la red de drenaje dentro de esta ventana o cuadrado. ξ es un coeficiente de ponderación relacionado con la superficie s de la ventana y el valor Np . En realidad, como se muestra en la tabla IV.3, existe una estrecha relación entre los valores de s , m , Np y ξ . En primera aproximación, se supone que el coeficiente de ponderación corresponde aproximadamente a: $\xi = (s/10)/m$, pero en realidad el cálculo de ξ requiere tomar en cuenta los valores de Np y m y no solamente la superficie s . La tabla IV.4 ilustra el cálculo de ξ y NDd_1 en el caso de un cuadrado lleno, y podemos ver que, de acuerdo con los diferentes valores de ξ , NDd_1 es siempre igual a 10, valor que corresponde al máximo previsto para la densidad de disección. Por el contrario, los resultados son diferentes

Tabla IV.3. Valores de NDd_1 para un cuadrado lleno de tamaño creciente.

m	s	Np	$s/10$	$\xi = (s/10)/m$	$NDd_1 = Np/(m \times \xi)$
10	100	100	10	1	10
20	400	400	40	2	10
30	900	900	90	3	10
40	1600	1600	160	4	10

Tabla IV.4. Valores de NDd_1 para una línea dentro de cuadrados de tamaño creciente.

m	s	Np	$s/10$	$\xi = (s/10)/m$	$NDd_1 = Np/(m \times \xi)$
10	100	10	10	1	1
20	400	20	40	2	0.5
30	900	30	90	3	0.33
40	1600	40	160	4	0.25

si se toma en cuenta una sola línea cuyo número de píxeles es igual a m (véase la Tabla IV.4), y en este caso los valores de NDd_1 disminuyen cuando el tamaño del lado de la ventana aumenta.

Por esta razón, es necesario calcular el valor de ξ según Np , m y s con el fin de obtener en todos los casos el valor de 1 para una línea y 10 para una imagen completa. El cálculo del valor ξ de acuerdo con el número de píxeles Np que describen la red de drenaje, debe tener en cuenta los valores de ξ_b , ξ_{max} , m y s . En todos los casos ξ_l debe ser igual a 1, valor que corresponde a una línea cuyo número de píxeles debe ser igual a m y $\xi_{max} = (s/10)m$, lo que corresponde al valor obtenido para un cuadrado completo. Los logaritmos de estos valores se presentan en un diagrama bidimensional que permite calcular la ecuación de la curva logarítmica. Hay que notar que antes de calcular los logaritmos, se añade 1 a cada valor con el propósito de definir el origen (0, 0) de la curva logarítmica. Esta ecuación depende del tamaño de la ventana. Por ejemplo, la figura IV.27 ilustra el resultado obtenido para un tamaño de ventana m igual a 40. En este caso, la curva es igual a:

$$y = 0.0198x^2 + 0.1548x + \exp^{-15}$$

Por lo tanto, para un valor dado que corresponde al logaritmo de $Np + 1$, es posible obtener el $\log \xi$ correspondiente. El valor de ξ es entonces igual a potencia $10 (\log \xi) - 1$.

En consecuencia, cualquiera que sea el tamaño de la ventana, los valores intermedios de Np dan un resultado de NDd_1 comprendido entre 1 y 10, y un resultado inferior a 1 si el segmento de línea es menor que m .

Como lo vimos en detalle anteriormente, en la versión clásica, el índice Dd_2 que toma en cuenta la longitud bidimensional de la red de drenaje, se calcula como sigue: $Dd_2 = [L_z / ((m-1) \times (m-1))]$ donde L_z corresponde a la longitud de la red fluvial y m el valor del lado de la ventana móvil. En la nueva versión, el índice NDd_2 se calcula de la manera siguiente: $NDd_2 = [L_z / (m \times \xi)]$, donde ξ se calcula de acuerdo con el procedimiento descrito anteriormente.

Las aplicaciones realizadas sobre diversas zonas de entrenamiento muestran el tipo de resultado que ofrece este método.

1. Red de drenaje dendrítica

Este ejemplo (Fig. IV.28) corresponde a una red de drenaje sintético caracterizado por una configuración dendrítica. Los resultados obtenidos de acuerdo con diferentes tamaños de ventana (2, 3 y 4 km) están comprendidos entre 1.8 y 2.1 (Fig. IV.29). Este ligero desplazamiento, se debe a un mayor número de píxeles tomados en cuenta cuando el tamaño de la ventana aumenta.

En la figura IV.30 se reportan la red de drenaje y los valores de la escala de grises del índice de densidad de disección para tamaños de ventana de 2 y 3 kilómetros.

La zona blanca que rodea las imágenes resultantes corresponde al borde donde la ventana móvil utilizada no puede realizar el cálculo. Este borde B es igual a

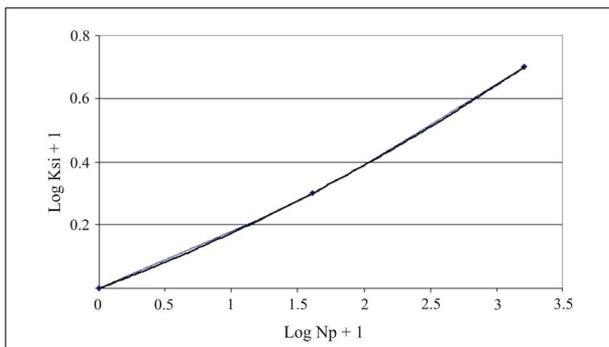


Figura IV.27. Cálculo de ξ .

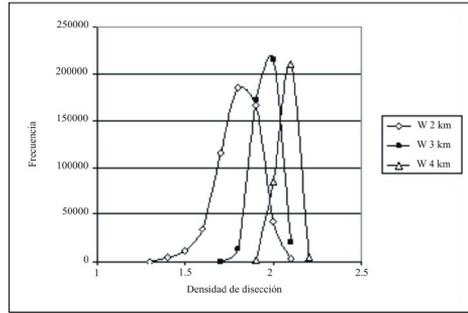
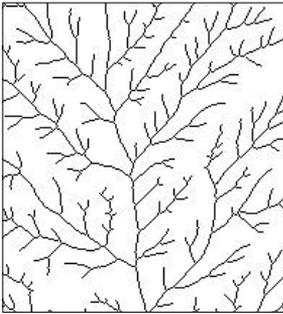


Figura IV.28. Estructura dendrítica. Figura IV.29. Densidad de disección correspondiente.

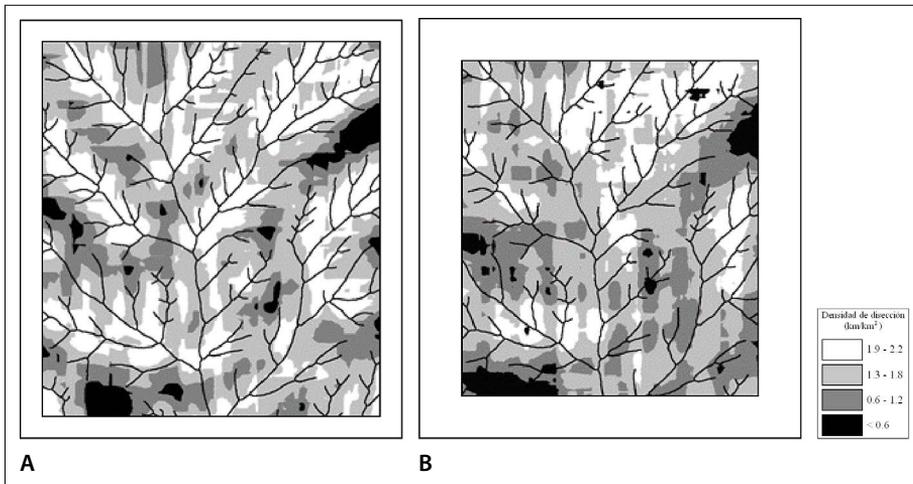


Figura IV.30. Resultados provenientes del uso del nuevo cálculo de la densidad de disección. A. Tamaño de la ventana móvil 2 km; B. tamaño de la ventana móvil 3 km.

$(T_V-1)/2$ donde T_V es el valor de la arista de la ventana móvil; el borde B también es el rango de la ventana móvil cuya arista es igual a $(B \times 2) + 1$.

2. Red de drenaje paralela

Este ejemplo corresponde a una red de drenaje paralelo extraído en un sector del Parque Nacional de Mesa Verde, Colorado (Fig. IV.31); se observan pequeñas configuraciones dendríticas únicamente en las zonas de cabecera. La presencia de esta configuración responde al uso de una ventana móvil kilométrica. Por el

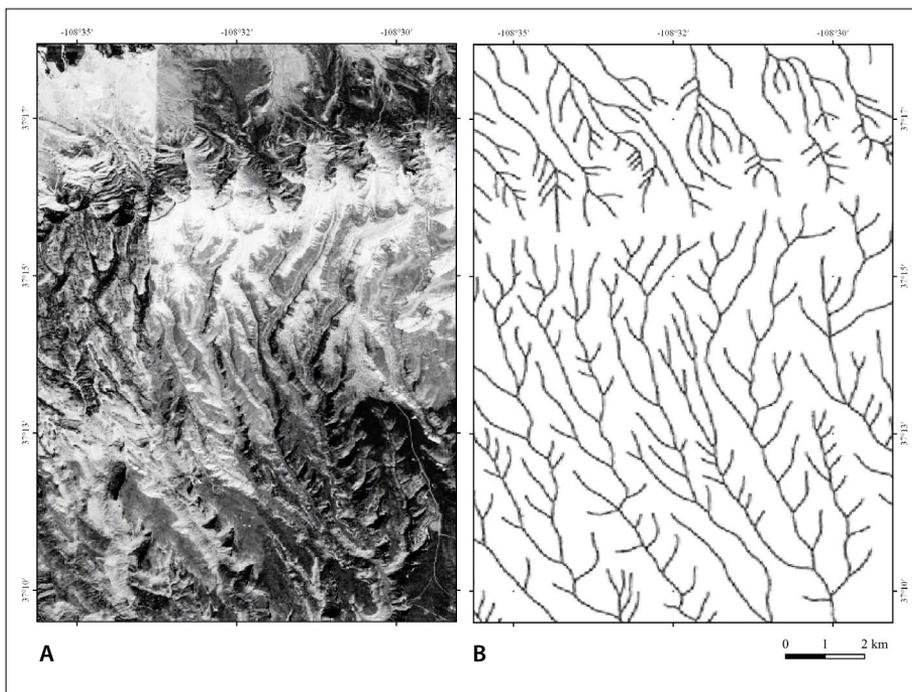


Figura IV.31. Parque Nacional Mesa Verde, Colorado. A. Imagen de Google Earth; B. Red de drenaje (en Thornbury, 1958).

contrario, cuando el tamaño de la ventana es más pequeño, el valor principal del índice de densidad de disección corresponde más o menos al valor esperado, es decir 1 para las estructuras lineales (Fig. IV.32 y Fig. IV.33).

3. Red de drenaje anular, radial y centrípeta

La red de drenaje que se desarrolló en relación con la estructura sinclinal situada entre la Sierra del Muerto hacia el Sur y Espinazo de Ambrosio (Estado de Nuevo León, México), presenta una configuración radial centrípeta en la parte central del sinclinal, y una estructura anular en su parte exterior (Fig. IV.34).

El histograma de frecuencia de los valores de la densidad de disección, calculada con la nueva versión aparece en la figura IV.35 y las imágenes resultantes en la figura IV.36.

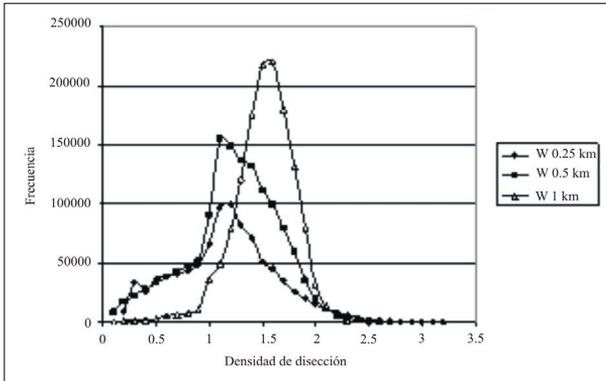


Figura IV.32. Índice de Densidad de Disección de las estructuras lineales de la figura IV.31.

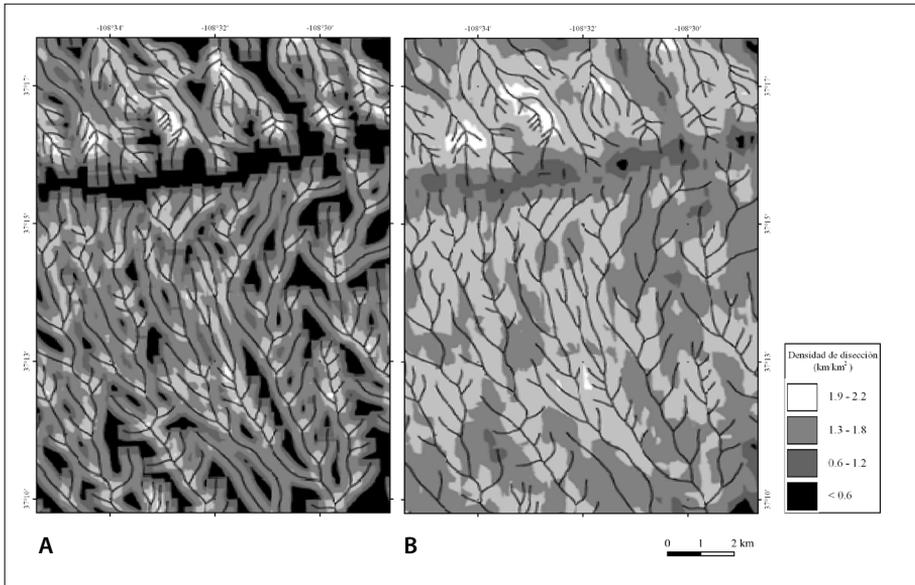


Figura IV.33. Resultados provenientes del uso del nuevo cálculo de la densidad de disección. A. tamaño de la ventana móvil 2 km; B. tamaño de la ventana móvil 3 km.

IV.3.2. Red de drenaje y Dimensión Fractal

a) Cálculo de la Dimensión Fractal por medio de box-counting

Mandelbrot (1983), en su obra Geometría Fractal de la Naturaleza, mencionó que las configuraciones de la red fluvial obedecen a las reglas de la dimensión fractal (DF). Muchas investigaciones se han concentrado en esta propiedad para las redes

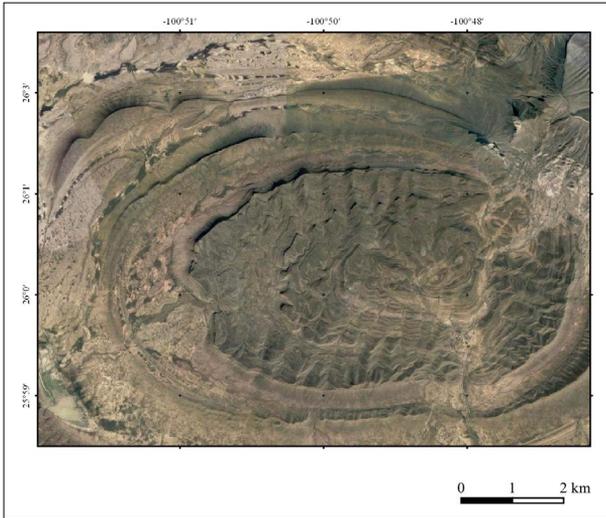


Figura IV.34. Estructura sinclinal situada entre la Sierra del Muerto y Espinazo de Ambrosio (Estado de Nuevo León, México), imagen de Google Earth.

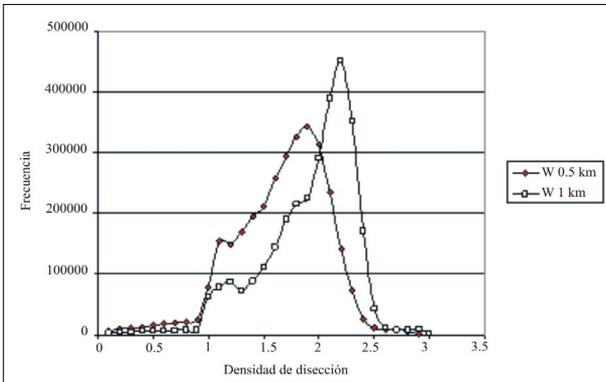


Figura IV.35. Histograma bidimensional de la Frecuencia versus Densidad de Disección.

de drenaje, entre otros, La Barbera y Rosso (1989), tomando en cuenta el análisis de varias redes de drenaje, llegaron a la conclusión que la DF para las redes fluviales, se encuentra entre 1.5 y 2 con un promedio de 1.6-1.7. Pero en realidad, estos resultados sobrestiman el valor de la DF ya que se considera la superficie de los ríos y no la estructura por falta de un tratamiento previo de la imagen, así como la escala de análisis de esta. Para ilustrar este comportamiento y la razón por la cual se sobrestiman estos valores, Parrot y Ramírez-Núñez (2013a), utilizaron una imagen de la red de drenaje (Fig. IV.37) en La Barbera y Rosso (*op. cit.*) y volvieron a calcular la DF por medio del conteo de cajas (**New_fractal_draina-**

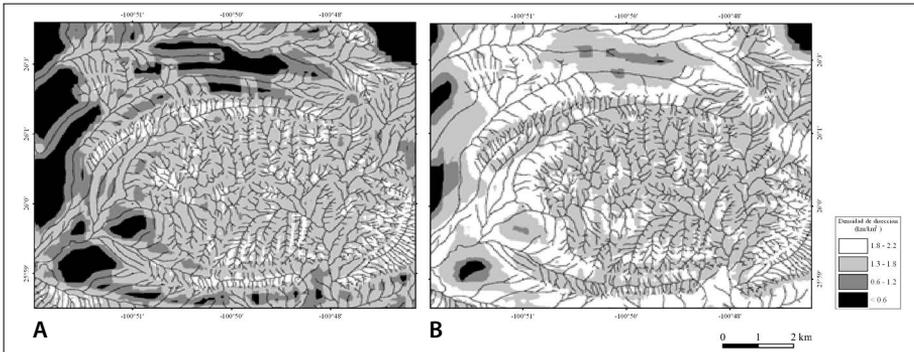


Figura IV.36. Resultados provenientes del uso del nuevo cálculo de la densidad de disección. A. Tamaño de la ventana móvil 2 km; B. Tamaño de la ventana móvil 3 km.

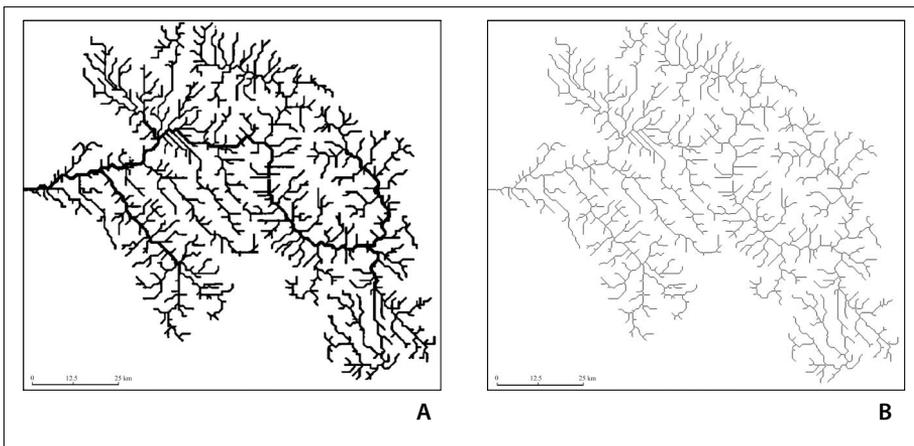


Figura IV.37. Red de drenaje tomado de La Barbera y Rosso (1989). A. Imagen original; B. Esqueleto del río.

ge_analysis_V2). El valor obtenido es igual a 1.5684 con un R^2 de 0.9985. Este resultado se relaciona con la escala (1: 250 000) de los documentos topográficos utilizados y, como se mencionó más arriba, se obtienen valores más altos cuando se reduce la escala del mapa. Por ejemplo, si se aplica una reducción lineal de 2 a la imagen original, el resultado de la $DF = 1.5732$ con un $R^2 = 0.9956$, lo que corrobora el enunciado anterior. Por otro lado, este fenómeno es debido al hecho

de que en el mundo raster, como ya lo hemos explicado varias veces, una línea corresponde a una superficie, es decir que se necesita encender píxeles para visualizar dicha línea.

Por ejemplo, el dibujo de una diagonal dentro de una imagen de 100×100 píxeles necesita 100 píxeles, 50 píxeles dentro de un cuadrado de 50×50 píxeles, y 20 píxeles en una superficie de 20×20 , es decir que en el primer caso la diagonal ocupa 1% de la superficie, en el segundo caso 2% y en el tercer caso, 5%. Por otra parte, cuando se utiliza la traza del río, la DF de este patrón es solamente de 1.2265 y el R^2 0.9704; el diagrama $\log N/\log b$ indica la presencia de un patrón multifractal; la primera parte de la curva tiene un R^2 de 0.997 y el valor de DF es de 1.07; la segunda parte de la curva se caracteriza por un valor de DF de 1.75 con un R^2 de 0.999.

El diagrama de la figura IV.38 muestra que las cajas más pequeñas toman en cuenta los segmentos de los ríos y que las cajas más grandes miden un conjunto de segmentos, como cuando se observan estructuras dendríticas. En el presente caso, el valor mínimo de las cajas que circunscriben una estructura dendrítica tiene que ser más grande que el divisor 12 o 14 correspondiente a una superficie de 2×2 km.

De manera general, la medición de la DF de las redes de drenaje no considera un tratamiento previo de las imágenes; incluso si se realiza este tipo de tratamiento, la DF obtenida no distingue el patrón de la red de drenaje. Por ejemplo, la DF es muy similar cuando se utiliza la traza del río en una imagen del mismo tamaño y con el mismo número de píxeles para una red de drenaje (ver figuras de síntesis IV.39) de tipo meándrica (DF = 1.05) y una red de drenaje de tipo dendrítica (DF = 1.052).

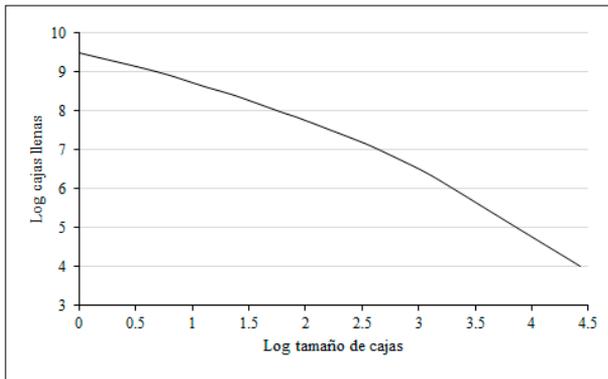


Figura IV.38. Dimensión fractal de la red de drenaje de la figura IV.36.

b) *Índice TACO*

Como se mostró en la figura IV.39, las configuraciones de drenaje dendríticas y meándricas tienen la misma DF cuando el número de píxeles utilizados en la representación es el mismo. Considerando lo anterior, se desarrolló un nuevo índice cuyo objetivo es la caracterización cuantitativa de la red de drenaje. La imagen *raster* debe contener la red de drenaje esqueletizada con el algoritmo de O’Gorman (1990) y sus afluentes tienen que estar representados por medio de un píxel y tres píxeles vecinos (ver programa **Gorman**).

El índice **TACO** utiliza esta configuración para cuantificar la tortuosidad, longitud de la red y la densidad de afluentes en una ventana móvil (Parrot y Ramírez-Núñez, 2013c). Las estructuras dendríticas (R) se definen por el cálculo de la longitud L o el número de píxeles de la red de drenaje seleccionada cuando el píxel central de una ventana móvil de tamaño m atraviesa la red, y la definición del número de afluentes Nc por medio de la fórmula siguiente:

$$R = 200 - (P \times 100) \quad (1)$$

donde

$$P = [L / ((Nc + 1))] / m \quad (2)$$

Esta fórmula mide el nivel de desarrollo de un patrón dendrítico (P) en función del número de afluentes que se presentan en esta estructura. Cuando $Nc = 0$ y $L > m$, el algoritmo calcula la tortuosidad del meandro con la fórmula (3).

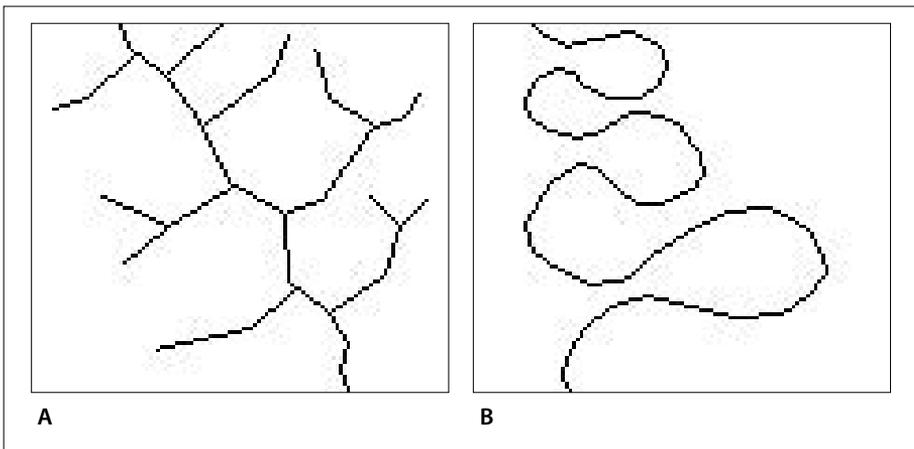


Figura IV.39. Ejemplos de red de drenaje dendrítica (A) y meándrica (B).

Índice de tortuosidad del meandro:

$$T=y+2d \quad (3)$$

$$y=100-4x \text{ y } x = (L/m^2) \times 100.$$

Lo anterior se basa en que, en una primera aproximación, en una imagen digital, un meandro teórico de máxima tortuosidad medido en una ventana móvil de $m \times m$ corresponde a la mitad de la superficie de esta ventana. Por lo tanto, en este caso, el porcentaje de ocupación del meandro es igual a $(L/m^2) \times 100$, lo que implica el 50% de la ocupación de la superficie de la imagen.

Este valor es considerado como referencia para estimar el porcentaje de ocupación. Además, el valor mínimo d de la ocupación de un segmento pasando a través del centro de la ventana móvil será igual a $d = [(m/2)+1] / m^2 \times 100$. De hecho, este valor es bajo (1.04 para $m = 50$; 0.51 para $m = 100$; 0.25 para $m = 200$), por el contrario, el primero, depende del tamaño de ventana (mayor para un valor pequeño de m y bajo para un valor alto de m) y puede ser despreciado o usado para asegurar un desplazamiento ligero a la derecha durante el cálculo.

Los valores del índice TACO se reportan en cada pixel de la red de drenaje. En la imagen de 8 bits resultante no se distinguen a simple vista los distintos arreglos o patrones. Por esta razón, los valores se interpolan utilizando otro tamaño de ventana (Fig. IV.40). La interpolación regional (IR) utiliza el valor promedio del índice TACO calculado con una ventana móvil cuadrada o circular del mismo

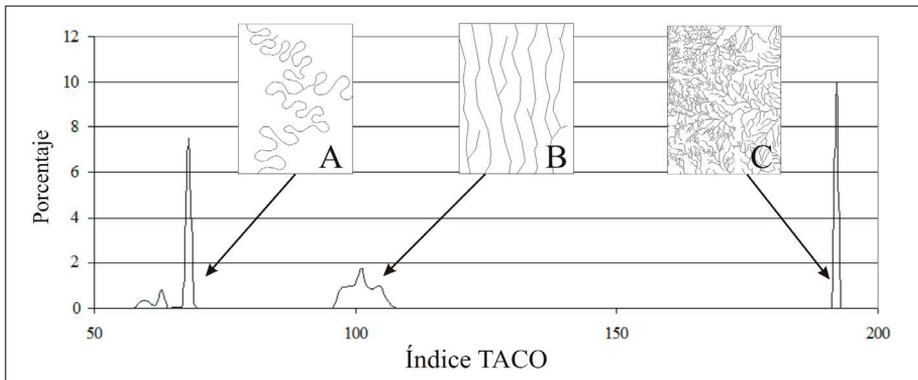


Figura IV.40. Caracterización de la red de drenaje a través del índice TACO. Configuración de la red de drenaje A. meándrica, B. paralela, y C. dendrítica.

tamaño que el cálculo inicial o de diferente tamaño de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$IR = \sum_1^n \xi_{i,j} \text{ Si } \xi_{i,j} \neq 0 \quad (4)$$

donde i,j corresponde a las coordenadas de los píxeles que pertenecen a la red de drenaje y ξ al índice TACO.

En el caso del índice TACO, los valores reportados en la figura IV.41 muestran que existen dos polos de clasificación: el primero, alrededor de valores de 50, corresponde a meandros de alta tortuosidad y el segundo a estructuras dendríticas densas con valores que van en la dirección de 200. Los valores intermedios (alrededor de 100) corresponden a patrones lineales, lo que implica que un meandro con alta tortuosidad caracterizado por un índice de 50 puede ir progresivamente en dirección del patrón lineal con un índice cercano a 100; por otro lado, los segmentos lineales pueden unirse gradualmente para generar estructuras dendríticas de mayor complejidad.

La red de drenaje utilizada para la aplicación del índice TACO corresponde a la cuenca de Coatzacoalcos, Veracruz; los datos vectoriales provienen del INEGI (2013a). Esta red se rasterizó y se limpió para obtener una red de camino-8 y confluente de tres píxeles vecinos (programa **Hiatus**) en una ventana móvil de tamaño 3×3 .

La detección del tipo de red de drenaje depende del tamaño de ventana y del número de confluente. Con base en estas variables se distinguen dos grupos:

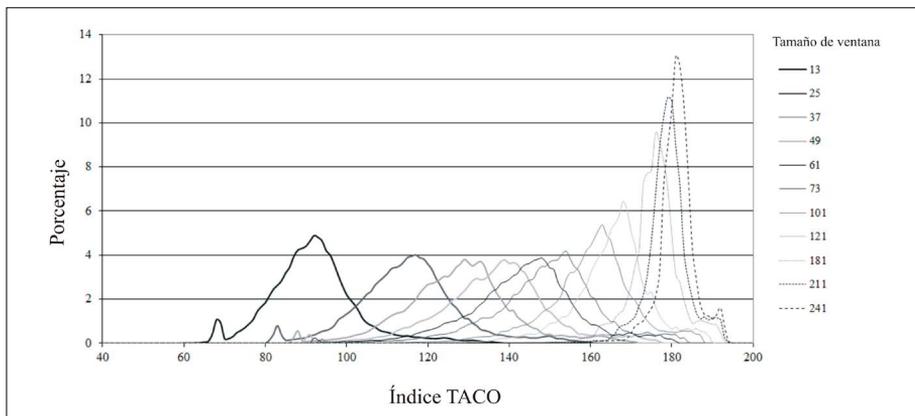


Figura IV.41. Interpolación regional del índice TACO.

los patrones meándricos de tortuosidad media y los patrones dendríticos. En la fórmula (1) se excluye la presencia de confluente. Sin embargo, como se muestra en la figura IV.41 si se toma en cuenta 1 o 2 confluente, el número de meandros incrementa a expensas de las estructuras lineales o paralelas. Estos resultados muestran la influencia del tamaño de ventana y la consideración o no de los confluente para el caso de los patrones meándricos.

Los diagramas de la figura referida que corresponden respectivamente, a un tamaño de ventana de 25 y 37 píxeles, es decir un área de 1.56 y 3.42 km² y el uso de un número de confluente (0 a 2) ilustran esta dependencia. Las pruebas con distintos tamaños de ventana móvil y número de confluente N_c muestran que en el área de estudio, el tamaño más apropiado de la ventana móvil es de 25 y que el número N_c utilizado debe ser igual a 0 o 1. Cuando N_c es igual a 0, los meandros y las configuraciones paralelas representan 42.49% de las estructuras; por su parte, cuando N_c es igual a 1, este porcentaje corresponde a 69.95% (Fig. IV.42).

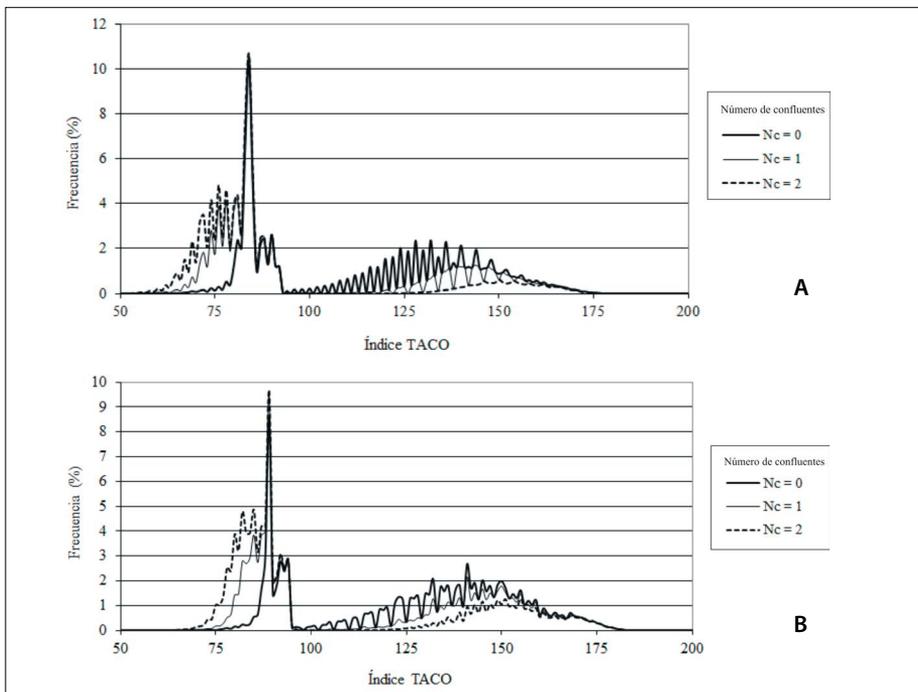


Figura IV.42. Caracterización de la red de drenaje considerando el tamaño de ventana móvil y el número de confluente (N_c) A. Tamaño de ventana 25 × 25, B. Tamaño de ventana 37 × 37.

Como se muestra en la figura IV.43 y figura IV.45, los valores de la interpolación del índice TACO en una ventana de 101×101 se encuentran entre 80 y 166. La compresión de la curva proviene del efecto de suavización de la ecuación 9.

Por último, la red de drenaje se superpone a los resultados de la interpolación del índice TACO. La región de estudio (Fig. IV.45) incluye áreas con meandros que pueden medirse en superficies equivalentes a 156.25 hectáreas, red de drenaje paralelo (sobre todo en el noreste del área de estudio) y áreas dendríticas que presentan un patrón particularmente denso en las laderas occidentales que cierran

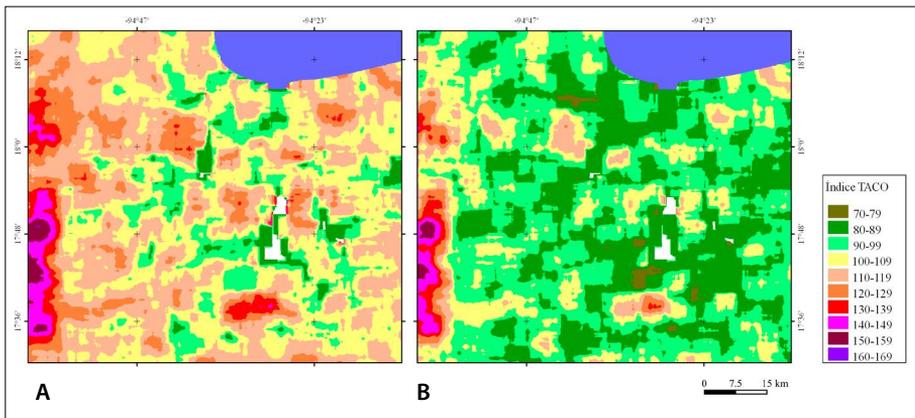


Figura IV.43. Ejemplos de la interpolación del índice TACO. A. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 0$. B. Tamaño de ventana 25×25 y $N_c = 1$.

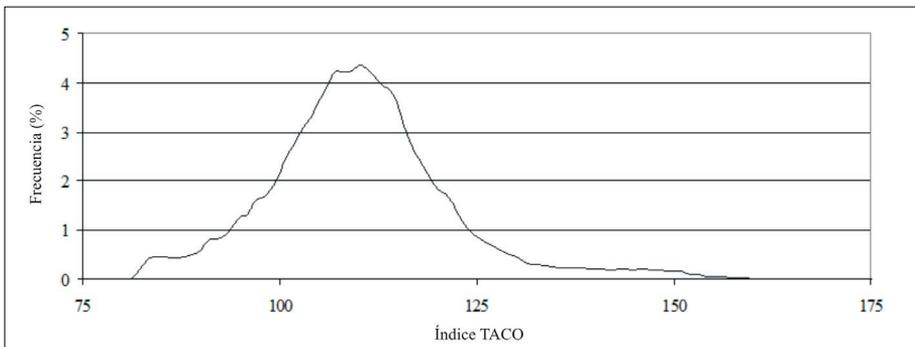


Figura IV.44. Frecuencia de los valores para la interpolación del índice TACO (tamaño de ventana móvil 25×25 ; $N_c = 0$; tamaño de ventana para la interpolación regional 101×101).

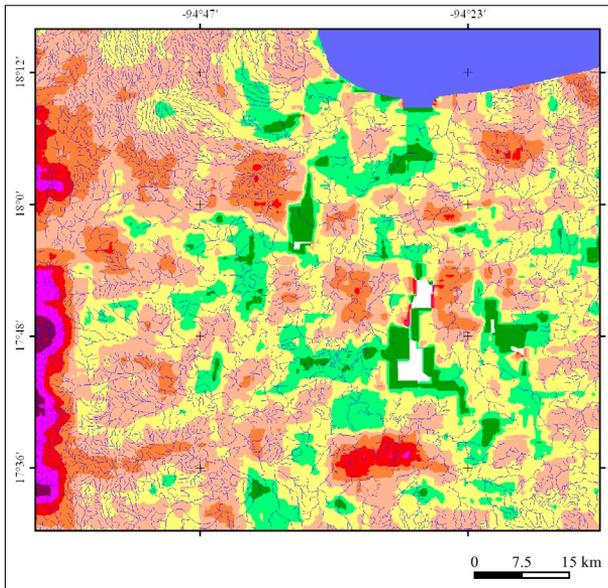


Figura IV.45. Caracterización de la red de drenaje con base en el índice TACO. Ver leyenda correspondiente en la figura IV.43.

la cuenca. Los meandros (verde oscuro) y una parte de las estructuras lineales (verde claro) corresponde esencialmente a la zona de inundación de la cuenca baja del río Coatzacoalcos; los patrones dendríticos (naranja claro y medio) con una densidad escasa son testigos de diapirismo y actividad neotectónica (SGM, 2004). Estas zonas corresponden a la distribución de antiguos asentamientos humanos (Cyphers *et al.*, 2013).

Capítulo 5. Ejemplos de tratamiento de algunas regiones representativas del relieve mexicano

V.1. Introducción

En el curso de los capítulos anteriores, se señalaron diversos tratamientos con ejemplos aplicados al tema en estudio. Los diversos módulos ejecutables esencialmente desarrollados por uno de los autores se agruparon en un manual de utilización (Anexo II); en el mismo anexo, se encuentran varios softwares dedicados al estudio de la geomorfología.

García-Arizaga y Lugo-Hubp (2003) presentaron un panorama del relieve mexicano y explicaron cuáles fueron los rasgos que utilizaron a partir de las curvas de nivel provenientes de mapas topográficos para analizar la morfología.

Pero también, como lo hemos mostrado en los capítulos anteriores, los tratamientos morfológicos se pueden obtener no solamente a partir de curvas de nivel, sino a partir de Modelos Digitales de Elevación (MDE) cuya definición, en relación con el progreso permanente de la ciencia informática, se hace cada día con una mayor resolución. Los datos provenientes de los drones y de la técnica de percepción remota LiDAR ya corresponden a una representación más precisa del relieve.

En este último capítulo no pretendemos utilizar los ejemplos sobre los cuales los autores anteriormente mencionados se basaron para definir los principales rasgos del relieve mexicano, porque esto representaría un volumen de datos considerable. En realidad, las herramientas desarrolladas permiten obtener los diversos tipos de variables y parámetros descritos en los capítulos anteriores.

En primer lugar, y como se mencionó, dichas herramientas generan Modelos Digitales de Elevación (MDE) de calidad a partir de los datos vectoriales que provee el INEGI con formatos *shape* o *dxg*. Los Modelos Digitales de Elevación así obtenidos tienen una resolución horizontal de por lo menos de 30 m hasta 5 o 2 m y una resolución vertical en centímetros (ver anexo III). Tienen el formato *raw* y también el formato *ascii* lo que permite integrarlos en todos los tipos de Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Por otra parte, el análisis del relieve se relaciona con la escala de representación del mismo; en la escala global, es posible observar estructuras asociadas al relieve tectónico a nivel continental y oceánico; conforme se amplía la escala de observación, los procesos endógenos y exógenos descritos por García-Arizaga y Lugo-Hubp, en 2003, se observan con mayor precisión hasta llegar, actualmente, al monitoreo detallado de procesos exógenos por medio de imágenes de satélite, nubes de punto y Modelos Digitales de Superficie y Terreno de mayor resolución obtenidos por medio de laser en distintas plataformas y técnicas de fotogrametría.

Los MDE no deben limitarse a proporcionar soporte en la valoración de imágenes o resultados provenientes de diversos Sistemas de Información Geográfica, sino representar el insumo que permite producir a partir de una representación precisa del relieve terrestre un panel de observaciones objetivas que corresponden a diversas problemáticas.

La finalidad de este último capítulo consiste en presentar tres ejemplos de tratamiento, explicando en detalle a) cómo generar el Modelo Digital de Elevación (MDE) de la zona en estudio a partir de curvas de nivel o nubes de punto lidar; b) cómo utilizar diferentes herramientas para extraer los rasgos geológicos y geomorfológicos y, c) cómo analizar los datos extraídos en su contexto.

V.2. Tres ejemplos de análisis geomorfológico cuantitativo aplicado al relieve mexicano

Existen varias clasificaciones del relieve terrestre a partir de su representación en el espacio bidimensional (Bashenina *et al.*, 1968; Gorshkov y Yakushova, 1970; Demek, 1972; Bashenina *et al.*, 1975; Tricart, 1972; Verstappen *et al.*, 1991; Peña-Monné, 1997). Una clasificación del relieve terrestre se basa en la morfogénesis (forma y proceso), en dos grupos del relieve: endógeno con dos categorías y los exógenos en ocho.

En el primer caso se encuentran los procesos tectónicos y volcánicos, pero también asociados con los procesos exógenos, estos últimos de una síntesis de ocho categorías principales, mismas que aplicamos en este estudio.

- a) El relieve tectónico se origina por movimientos internos de la corteza terrestre, principalmente son escarpes de falla, fosas y otras formas no modificadas en grado considerable por los procesos exógenos. En México este tipo de morfología es común y es diferente en cuanto a mecanismos de ocurrencia y temporalidad. Ejemplos de este tipo es el escarpe de la

fosa de Acambay, Estado de México, y la fosa de Chapala, Jalisco. Todas las montañas fueron formadas por actividad endógena, pero con el tiempo los procesos exógenos modifican el relieve original. Si un relieve se clasifica en uno u otro depende de varios factores, principalmente, la escala de representación. En las escalas millonarias el interés del estudio de las montañas radica en su morfología, origen, edad, historia de su desarrollo y otros. En escalas mayores se observan las laderas montañosas y las formas exógenas que las caracterizan como procesos gravitacionales, fluviales, glaciares, cársticos, etc. Así, el estudio geomorfológico debe resolver estos problemas.

- b) El relieve volcánico está presente en gran parte del país. Dos grandes provincias geomorfológicas son de origen volcánico. La Sierra Madre Occidental formada en el Oligoceno-Mioceno, es una meseta de composición riolítica disecada por profundos cañones, a veces de más de 900 m de profundidad. La otra provincia del Plioceno-Cuaternario es el Eje Volcánico Transversal de orientación oeste a este que va desde las costas del Pacífico en Nayarit, hasta las de Veracruz en el Atlántico; su longitud es de 1000 km y su amplitud varía entre 50 y 250 km; conserva sus rasgos originales por su edad y actividad actual. Unos 5000 volcanes, de los cuales menos de 20 son del Holoceno con varias formas volcánicas: tipo calderas, derrames de lava, planicies de tefra, etc.
- c) El relieve estructural es intermedio entre el tectónico y exógeno, donde se conjugan los procesos de la erosión principalmente con la litología y la estructura geológica (estratificación, rumbo y buzamiento, pliegues, fallas y fracturas). Los ejemplos son bien conocidos como las cuevas en monoclinales, los valles fluviales o glaciares cavados en anticlinales, en los planos de fracturas, de contactos litológicos, etcétera.

En los procesos exógenos hay que considerar en todos los casos las morfologías erosivas y acumulativas. Las formas resultantes son las siguientes:

- d) La fuerza de la gravitación, y generalmente con el agua superficial y subterránea, origina movimientos de materiales de caída o desprendimiento, vuelcos o desplomes, deslizamientos y flujos de varios tipos, expansiones laterales y movimientos complejos.
- e) El escurrimiento del agua en la superficie provoca junto con los movimientos gravitacionales un relieve erosivo con formas tales como cauces fluviales, barrancos, cañones, valles montañosos.

- f) El escurrimiento del agua en la superficie y el subsuelo en rocas ricas en carbonatos, sulfatos como la caliza, marga y halita (sal) da lugar a formas del karst principalmente de tipo erosivo, como son el lapiaz, dolinas, uvalas, poljes, grutas de desarrollo horizontal y vertical (sótanos); la acumulación principal es un suelo *terra rossa* (suelo rojo).
- g) El relieve glaciar presente en los polos y en las montañas a partir de una determinada altitud. Los glaciares (ríos de hielo) realizan una intensa erosión y acumulación. Las formas del relieve principales son Circos, aristas, monteras, valles en U, morrenas, kames, rocas aborregadas, acanaladuras, estrías, etc.; la asociación de hielo y agua corriente en el subsuelo origina los procesos fluvio-glaciares, las formas dominantes son los sandar.
- h) Los procesos periglaciares o permafrost consisten en la alternancia del estado líquido a sólido del agua, determinado por el clima y el relieve. Las formas típicas son los suelos estructurados, pingos, hidrolacolitos y otras más.
- i) En la zona de unión del mar o lagos con la tierra firme ocurre una intensa dinámica erosivo-acumulativa, son los procesos marinos (oleaje, corrientes litorales, marinas, mareas). Las formas del relieve son playas, acantilados, bancos litorales, barras, bermas.
- j) La actividad eólica tiene una influencia en el modelado del relieve por erosión y acumulación en las zonas desérticas y algunas costas marinas y lacustres. Las formas del relieve características son las cuencas de deflación, columnas, hongos (rocas en forma de seta), dunas y otras.
- k) La actividad humana en la actualidad es fundamental en la modificación del relieve de manera directa e indirecta, con el crecimiento de asentamientos humanos, minas subterráneas y a cielo abierto, depósitos de minas (escombreras o jales), basureros, canales, vías de comunicación, aeropuertos, playas artificiales, canteras, etcétera.

En este capítulo se presentan tres ejemplos de relieve para enfocarnos en la extracción de los rasgos específicos que definen cada tipo. Se presentan los tratamientos utilizados para el análisis geomorfológico.

V.2.1. Relieve tectónico

a) Introducción

El primer tratamiento involucra a una fase de distensión reciente, responsable de la formación de una fosa tectónica entre los Estados de Sonora y Baja California.

De hecho, la región de la Laguna Salada es una fosa tectónica o *graben*, es decir una región deprimida entre dos bloques levantados (horsts). Dichos pilares tectónicos se encuentran en ambos lados de la fosa (*graben*) y presentan una serie de fallas normales con rumbo NNW-SSE. Los espejos o planos de falla se disponen de oeste a suroeste en el caso del bloque oriental y, al inverso en el caso del pilar occidental. Generalmente, las vertientes de las montañas están formadas por una sucesión de niveles escalonados.

La fosa está limitada por la falla de la Sierra Juárez al oeste y la falla Laguna Salada al este, ambas se vinculan con un arreglo disyuntivo transformante conocido como Falla de San Andrés y que fragmenta el rift del Golfo de California y se prolonga hasta San Francisco, California (Estados Unidos de América).

b) Generación del Modelo Digital de Elevación

Para estudiar los diferentes elementos que constituyen la región, así como las relaciones que existen entre ellos, se generó un Modelo Digital de Elevación (MDE) a partir de los datos vectoriales que provee el INEGI. Seis archivos vectoriales cubren la región y corresponden a mapas en escala 1:50 000; se trata de los archivos con las claves siguientes: I11D64, I11D65, I11D74, I11D75, I11D84, I11D85.

Existen dos opciones para generar el MDE: 1) utilizar directamente los archivos de formato *dxf* que se extraen del formato *shape* (*shp*); 2) transformar los archivos *dxf* a un formato más simple y condensado, el formato *jfp*; en el primer caso, el tratamiento **Transf_dxf_v2** asegura esta transformación y en el segundo caso, se utiliza el algoritmo **Transf_jfp_extract**.

Cualquiera que sea la opción elegida, se necesita en primer lugar juntar estos archivos. Esta operación se realiza usando el módulo ejecutable **Sum_dxf_v2** en el primer caso, o bien el módulo ejecutable **Sum_jfp** en el segundo caso.

El archivo resultante (formato *dxf* o *jfp*) es un conjunto de datos comprendidos entre las coordenadas UTM siguientes: X mín.: 593680.38, Y mín.: 3541211.95, X máx.: 657466.87, Y máx.: 3624358.41.

En este punto, se realiza una transformación de los datos vectoriales en una imagen *raster* de las curvas de nivel con el programa **Transf_dxf_v2** o **Transf_jfp_extract**. Estos módulos permiten definir el tamaño del píxel. En este caso, el tamaño elegido es de 30 metros.

Cabe mencionar que en la zona de estudio existen mapas con curvas de nivel con una equidistancia de 10 o de 20 metros (Fig. V.1A y V.2A); esta situación es frecuente en las curvas de nivel digitales del INEGI ya que depende de la época de realización y por supuesto si corresponde a una zona costera se encontrará la curva de nivel de 10 msnm. En realidad, el método utilizado en este caso es

la interpolación por dilatación de las curvas de nivel lo que supera este obstáculo, y además ofrece la posibilidad de generar un documento con curvas de nivel cada 10 metros (Fig. V.1B y V.2B) por medio de la función extracción de curvas en el software **TLALOC** o del programa **Extract_courbes4**. En la imagen de 8 bits resultante, las curvas de nivel corresponden a tonos de gris y una tabla adjunta establece la correspondencia entre el tono de gris y la altitud (módulo **Crear_tabla**). Si se realiza este tratamiento para generar un segundo MDE de la zona, es importante verificar el resultado de las curvas extraídas del primer MDE generado, y eliminar los defectos de vecindad, ya sea visualmente con un editor de pantalla o bien con la ayuda de dos módulos ejecutables **Net_curve2** y **Hiatus**. Este tratamiento se debe realizar para evitar la sobreestimación de los valores de altitud en el MDE resultante a partir de la interpolación de las curvas de nivel.

Con la finalidad de centrarse en la región de la Laguna Salada, se realizó un corte o selección del archivo *raster* de las curvas de nivel provenientes de la transformación de los datos vectoriales (ver arriba). El módulo ejecutable **Extract** o el minisoftware **EXTRACT_V2** realizan esta selección; en este caso, se definió la zona de estudio siguiente: 1ª línea: 467, 1a columna: 25, última línea: 2755, última columna: 2089. La imagen resultante tiene 2289 líneas y 2065 columnas

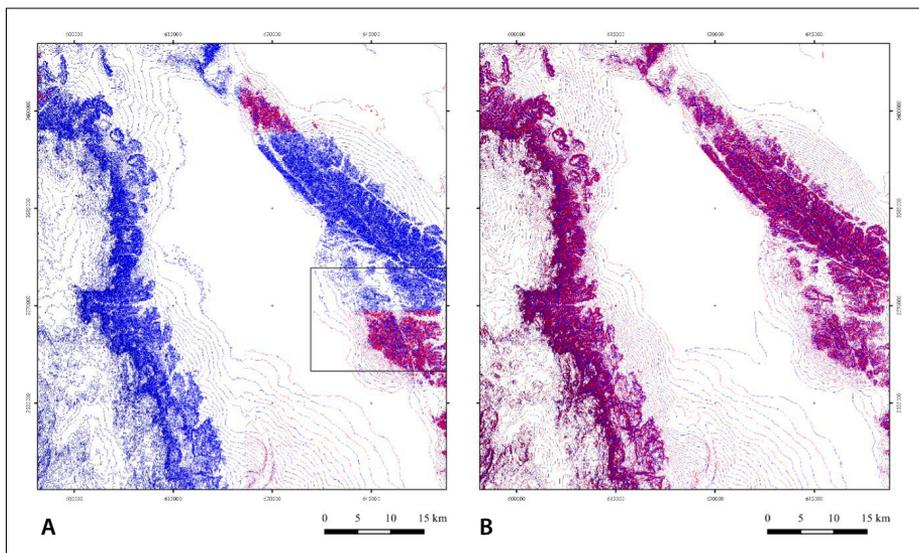


Figura V.1. Curvas de nivel de la zona estudiada. A. Datos originales. B. Interpolación del MDE cada 10 metros.

y las coordenadas UTM son: X mín.: 594430.38, Y mín.: 3541678.41, X máx.: 656380.38, Y máx.: 3610348.41.

Dos módulos ejecutables aseguran respectivamente la transformación de la imagen raster en un Modelo Digital de Elevación: 1) el programa **Brod5_mx** que, a partir de la imagen de las curvas de nivel y de la tabla de correspondencia tonos de gris/altitud, crea una imagen de 4 octetos de las curvas con sus valores de altitud en metros, decímetros centímetros o milímetros sobre un fondo neutro; 2) el programa **Dilat_Curves** que realiza la interpolación por dilatación iterativa de estas curvas atribuyendo un valor de altitud a los píxeles del fondo neutro.

El Modelo Digital de Elevación resultante que ilustra el sombreado de la figura V.3 (programa **Sombra**) es un archivo con una resolución de 30 metros y una altitud en escala centimétrica, lo que implica que cada píxel requiere 4 octetos (o *bytes*). La altitud está comprendida entre 0 y 1840 metros (entre 0 y 184000 centímetros).

c) Análisis geomorfológico

Las fosas tectónicas son depresiones que a veces miden decenas de kilómetros de ancho y miles de kilómetros de longitud; se rellenan con sedimentos que pueden alcanzar cientos de metros de espesor. En el caso de la región de la Laguna Salada, los sedimentos del Cuaternario provienen de la erosión de los macizos laterales que se componen esencialmente de areniscas, limolitas y brechas del Plioceno, a

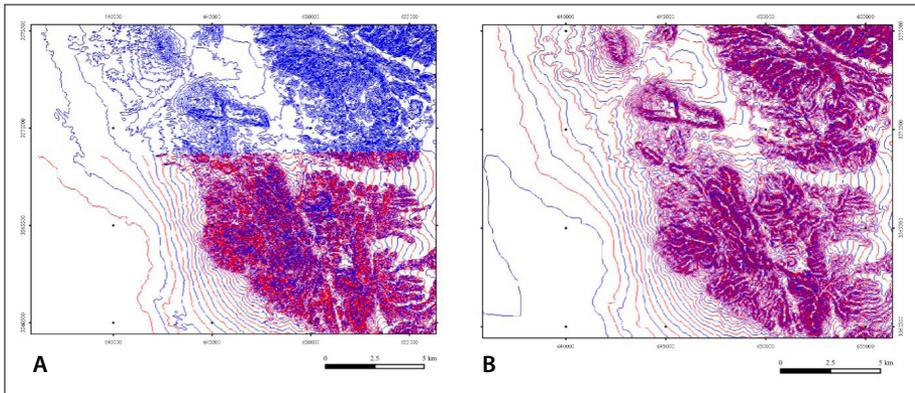


Figura V.2. Detalle de la transformación mostrado en la figura V.1. A. Datos originales. B. Interpolación del MDE cada 10 metros. Nota: la alternancia de color rojo y azul identifica la presencia de curvas de nivel cada 10 metros. Cuando existe un solo color, esto significa que la carta topográfica solamente contiene curvas cada 20 metros.

las que sobreyacen arenas, limos y sedimentos lacustres del Pleistoceno, así como aluviones palustres y depósitos eólicos del Holoceno.

Las formaciones que constituyen el basamento de los macizos son esquistos y gneises del Proterozoico, así como series de esquistos y mármoles que van desde el Carbonífero-Devónico hasta el Triásico-Pérmico; por otro lado, un panel de rocas intrusivas tales como granitos, granodioritas, dioritas, tonalitas y monzonitas atravesaron e invadieron todas estas formaciones (SGM, 2003).

En general, en los flancos del horst se presentan series de fallas normales y las vertientes de las montañas se muestran como una sucesión de niveles escalonados (gradería). La asociación entre los macizos tectónicos que aparecen como cadenas montañosas alargadas y las fosas tectónicas asociadas se incorpora en un tipo de relieve que se conoce como *basins and ranges*, y que define una sucesión de estructuras paralelas en donde alternan estructuras positivas y negativas.

Como lo muestra el modelo sombreado (Fig. V.4), las formaciones del macizo oriental se presentan como cabalgaduras en dirección del oeste y el buzamiento se concretiza por la formación de estructuras en chevron que indican claramente su dirección, así como el rumbo.

Desde el este hasta el poniente, existen bloques basculados en cuya base existe un plano de cabalgadura. El módulo ejecutable **Geol_Plan** puede definir con

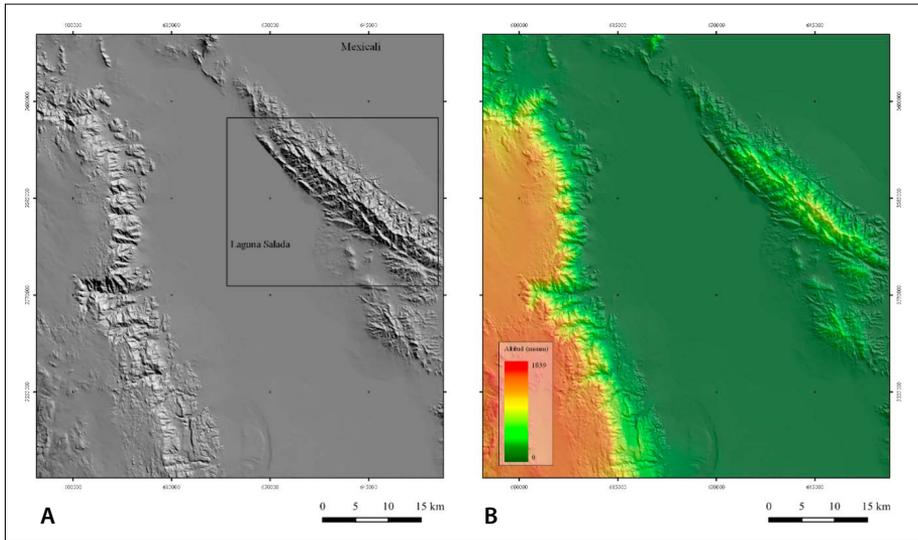


Figura V.3. Modelo Digital de Elevación de la zona en estudio. A. MDE sombreado (Acimut: 55° Elevación: 23°). B. MDE sombreado con capas de altitud.

precisión la intersección entre estos planos y la superficie del terreno; esto corrobora la presencia y los ángulos de buzamiento con vergencia oriental (Fig. V.4).

El buzamiento es el ángulo que forma la línea de máxima pendiente de la superficie de un estrato o de una falla con su proyección sobre un plano horizontal que sirve de referencia. Por su parte, el rumbo corresponde a la intersección entre el plano horizontal y la superficie del estrato o de la falla. Con referencia al norte geográfico, el rumbo está comprendido entre 0 y 180°. El aspecto indica hacia dónde se inclina el plano del espejo de falla o del estrato, es decir, que la dirección de la inclinación (que está comprendida entre 0 y 360°) se distribuye de un lado o del otro del rumbo y que este aspecto es perpendicular al rumbo. Por ejemplo, si el rumbo es 40°, el aspecto (dirección de la inclinación) será de 130° (\approx SE) o de 310° (\approx NW).

El programa **Geol_Plan** dibuja a partir de un punto i, j la intersección entre la superficie estudiada y la superficie del Modelo Digital de Elevación. Se definen, en función de observaciones hechas en el terreno, el ángulo del buzamiento y la dirección de inclinación de la pendiente máxima, haciendo varias pruebas que permiten validar la pertinencia de estas variables (Fig. V.5).

Por ejemplo, en el caso de la falla Cucapa, falla normal que limita la vertiente este del horst oriental, se nota que el mejor ajuste entre el plano de falla y la superficie del relieve corresponde a una inclinación de 45° y una dirección de 39° (Fig. V.5).

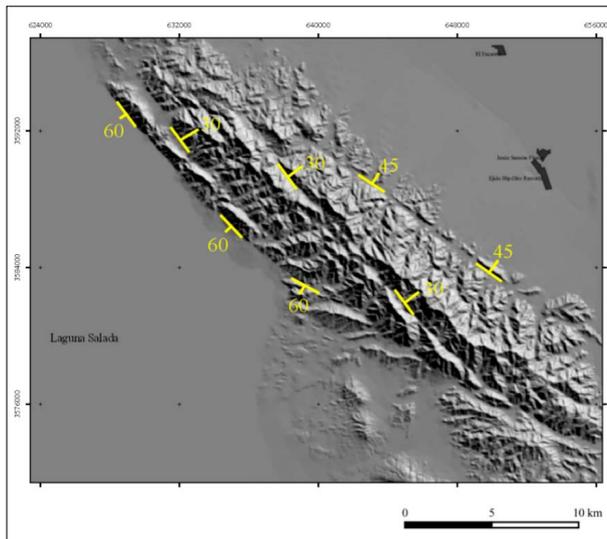


Figura V.4. Estructuras del macizo oriental.

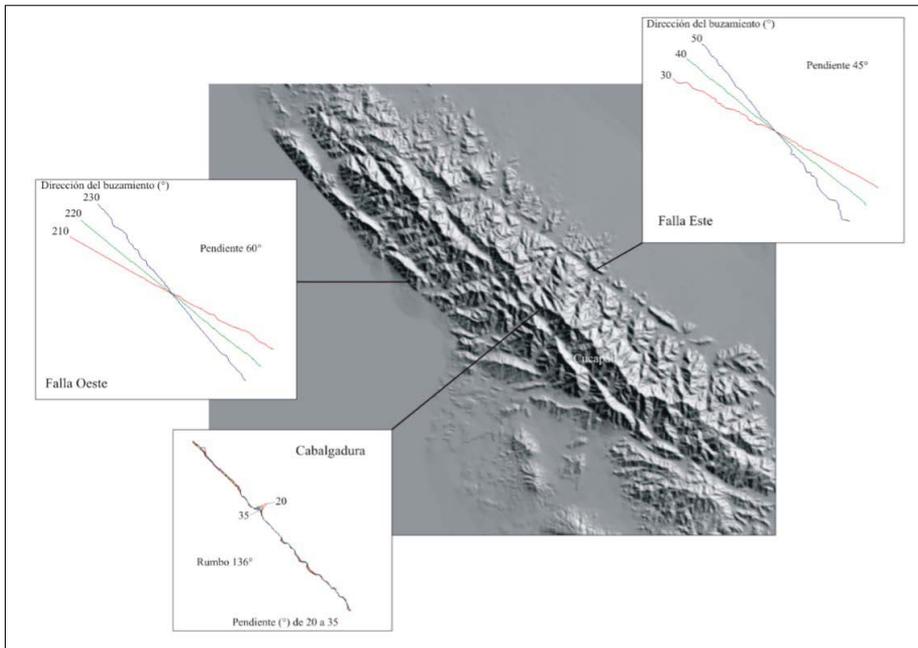


Figura V.5. Traza de los planos de cabalgadura y de falla. (Uso del programa Geol_Plan).

Por su parte, la falla normal Laguna Salada que limita la vertiente occidental del mismo horst tiene una inclinación de 60° y una dirección de inclinación de 220° . Los rumbos respectivos son de 39° y 40° , lo que corresponde a la elongación general de las estructuras de la región.

El mismo tratamiento se aplicó a uno de los dos planos de cabalgadura dentro del bloque (fallas: Pescadores y Borrego); la primera afecta una secuencia de tonalitas del Cretácico Superior y granodioritas del Paleoceno; el rumbo es de 136° y la dirección de inclinación es de 46° para una inclinación de 30° .

En el macizo occidental que limita el graben, existen diversos espejos de falla, entre otros los de la Sierra Juárez, que tienen el mismo valor angular que los espejos asociados a la falla de la Laguna Salada, pero con una dirección inversa.

También, existe una sucesión de niveles escalonados. Esto es particularmente claro en los perfiles que se hicieron en la zona utilizando el programa TLALOC (Fig. V.6).

Los perfiles reportados en esta figura muestran cómo se presentan los principales rasgos estructurales, los que provienen de las fases compresivas anteriores a

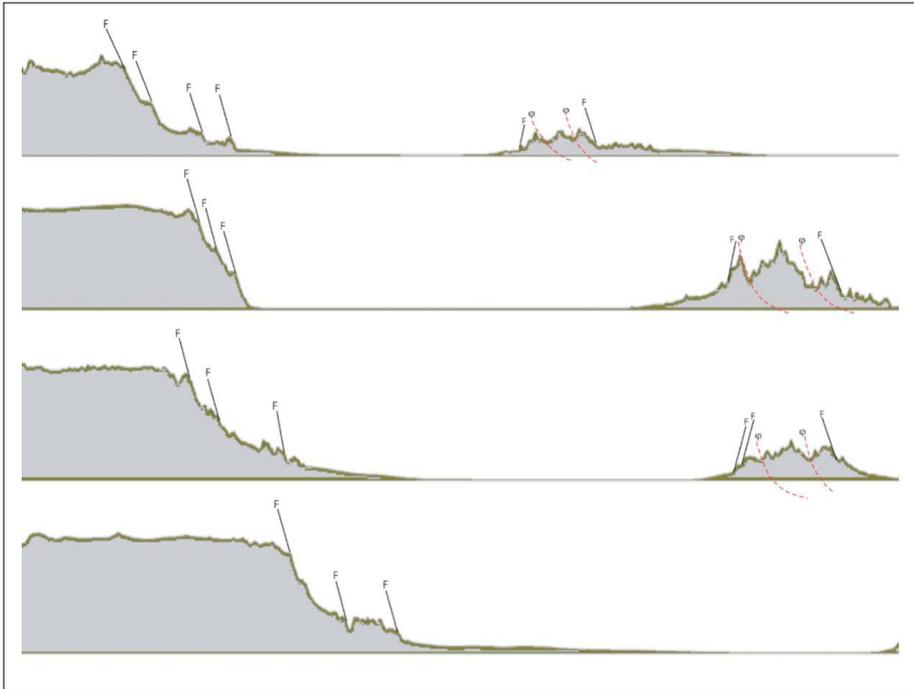


Figura V.6. Perfiles Oeste-Este en la región de la Laguna Salada, desde el Norte hasta el Sur.

la formación del graben de la región de la Laguna Salada, y los que se relacionan directamente a la fase de distensión durante la cual se generó el graben y los horsts.

El uso del Modelo Digital de Elevación y los tratamientos hechos a partir de la superficie de dicho modelo acreditan la descripción geológica, tomando en cuenta la relación estrecha que existe entre los rasgos geomorfológicos y la estructura geológica.

V.2.2. Relieve volcánico

a) Introducción y generalidades

El segundo ejemplo se refiere al estudio del relieve volcánico. Se trata de la estimación de la rugosidad de los edificios, de la morfología de los conos, y de las modificaciones que presentan en función de la erosión, o de eventos más drásticos que pueden generar colapsos.

La morfología de los edificios volcánicos depende en primer lugar del tipo de erupción (efusiva o explosiva). En el primer tipo, se producen coladas abun-

dantes de lava, esencialmente basálticas y fluidas como las emitidas por el Xitle o el Parícutin, en México.

Las erupciones explosivas liberan cantidad de gas y detritos (lava fragmentada) de forma violenta; de esta manera, pueden generar flujos, columnas y caídas piroclásticas. En estas erupciones, la composición de la lava es de intermedia (andesita) a acida (dacita). Las lavas que se asocian con este estilo eruptivo son viscosas y poco fluidas (Popocatépetl, Iztaccíhuatl, De Fuego de Colima, Malinche y Pico de Orizaba, todos en México).

La composición química del magma, así como sus variaciones que pueda presentar a lo largo de un periodo de actividad, condiciona el estilo eruptivo que son los siguientes:

- I) *Islandiana*: son erupciones vinculadas con fisuras de ahí la morfología alargada a manera de huso o bolillo; se caracterizan por no ser explosivas, emitir grandes volúmenes de lava y configurar un relieve tabular, o en gradería cuando se sobreponen distintas coladas. El desarrollo de conos de escoria es frecuente, más no alcanzan alturas importantes (< 500 m).
- II) *Hawaiana*: el tipo de erupción es similar al estilo anterior en cuanto a emisión de grandes volúmenes de lava y baja explosividad. Su rasgo distintivo es la existencia de un cráter amplio, que en ocasiones llega a contener lava fundida a manera de lago de magma y que funciona como centro de expulsión de extensas coladas de lava.
- III) *Stromboliana*: el nivel de explosividad es mayor que la hawaiana, su rasgo distintivo es la alternancia fases explosivas – efusivas, así como la expulsión de importantes volúmenes de magma fundido al aire, mismo que se consolidan antes de caer (lapilli, escorias, bombas, bloques y arenas), para formar conos de laderas poco estables que se conocen como conos de escoria.
- IV) *Surtseiana*: desarrolla erupciones explosivas y muy violentas, debido a la liberación paroxística de grandes volúmenes de gas que se generan por el contacto del magma con un cuerpo de agua, en superficie o en el subsuelo (manto freático). Las formas de relieve asociadas a este estilo eruptivo se conocen como maars o anillos de toba.
- V) *Vulcaniana*: presenta magmas viscosos ricos en gas que ascienden con dificultad a la superficie; cuando llegan a través del cráter la presión del fundido es liberada generando explosiones de moderadas a violentas. En este proceso, la emisión de fragmentos sólidos se compone de lapilli, arenas de variadas texturas, ceniza y balísticos, todos ellos, se integran a las laderas del foco emisor y a los terrenos adyacentes.

- VI) *Peléeanas*: las lavas características de este estilo eruptivo son muy viscosas y ricas en sílice, característica que favorece el desarrollo, dentro o sobre el cráter, de domos, mamelons, tholoids o espinas que funcionan como tapones temporales de la chimenea. Cuando se desintegran, explotan de forma violenta y emiten potentes flujos piroclásticos que tienen la energía de modificar la morfología del edificio.
- VII) *Pliniana*: se caracteriza por presentar lavas muy viscosas ricas en sílice, que propician la liberación de gases de manera violenta y la emisión de grandes columnas eruptivas y flujos piroclásticos. Las intensas explosiones producen una constante lluvia de cenizas y lapilli (caídas), con un amplio rango de dispersión. En este tipo de eventos, se puede generar el colapso de un sector del edificio e incluso formar calderas. Cuando la erupción pliniana es extremadamente grande y destructiva, se denomina ultrapliniana.
- VIII) *Santa Elena*: se presenta a partir de la desestabilización del edificio volcánico por la intrusión de un criptodomo, que genera una avalancha de escombros seguida de una explosión dirigida (deslizamiento volcánico).

Una vez que la actividad volcánica finaliza la morfología resultante queda a merced de los procesos exógenos tanto erosivos (circos erosivos, barrancos, cárcavas, valles y procesos de ladera), como acumulativos (aluvionamiento o sedimentación, abanicos aluviales, proluviales y rampas gravitacionales).

En este apartado se presentan diversas variantes de aplicación, y se parte de la idea que un solo edificio no muestra todas las morfologías que se relacionan con los diferentes materiales que son emitidos por un volcán.

Existen publicaciones en las que se realizaron diversos tratamientos que conciernen al análisis geomorfológico de los edificios volcánicos. Bloomfield (1975) aplicó el método morfométrico a los volcanes de la unidad geológica Chichinautzin, al occidente del Sistema Volcánico Transversal. Por su parte, Wood (1980) propuso caracterizar con criterios morfológicos los conos volcánicos esencialmente a partir de tres criterios: la altura, la proporción altura/diámetro y el valor de la pendiente; Wood (*op. cit.*) estudió la erosión de los conos mostrando que la relación diámetro del cráter/diámetro basal no parece ser afectada por la erosión; también mostró que la degradación disminuye con el tiempo y que las tasas de erosión de los conos son muy variables y están dominadas por el clima.

Pero estas conclusiones conciernen sobre todo a los conos volcánicos y no toman en cuenta totalmente otros tipos de complejo, como los volcanes compuestos, así como edificios generados por eventos variados (complejos volcánicos). Por ejemplo, para el volcán El Misti (Perú), la definición de un acercamiento

tomográfico (García-Zúñiga *et al.*, 1997; García-Zúñiga y Parrot, 1998) demostró la existencia de dos etapas principales en la construcción del edificio en relación con la modificación en la orientación del eje de las capas altitudinales en la cima.

Considerando estos resultados, se realizaron análisis estructurales tridimensionales (Baudemont y Parrot, 2000) y se propusieron nuevos parámetros morfológicos para caracterizar los edificios volcánicos (Parrot, 2007d). Algunas aplicaciones ilustraron el interés de dichos parámetros para clasificar los elementos constitutivos de una región fisiográfica (Adiyaman *et al.*, 1998; Noyola *et al.*, 2003; Noyola *et al.*, 2004).

Por otra parte, el estudio de la degradación y de la erosión necesita diversos tratamientos que conciernen la formación de barrancos (Parrot, 2007a, 2007b), así como la rugosidad de la superficie de las vertientes de los volcanes (Parrot *et al.*, 2017).

Se presentan tres ejemplos de tratamiento que toman en cuenta el análisis tomomorfométrico y la parametrización de los edificios volcánicos.

Como en el caso anterior, es menester emplear, en primer lugar, el panel de módulos ejecutables que permiten generar un MDE a partir de datos vectoriales (ver inciso b del relieve tectónico V.2.1). Solamente cabe mencionar que, cuando las curvas de nivel están completas y sin defectos, es posible utilizar el programa **Newmiel_v2** que realiza una interpolación multidireccional, con lo que se obtiene un MDE de mayor precisión y calidad.

b) Análisis geomorfológico del volcán Ceboruco, Estado de Nayarit

La primera aplicación del método tomomorfométrico concierne al estudio del volcán Ceboruco (Fig. V.7).

En la figura V.8, se reportan capas cada 20 metros desde la base (1480 msnm) hasta la cima del edificio (2260 msnm). Estas capas se extrajeron con la ayuda del mini-software **BINAR_L8_V2**, pero esto se hizo solamente para ilustrar y discutir sobre los procesos de reconocimiento de patrones que se utilizan en el programa **Param_vol4**. Como lo muestra la figura V.9, en cada capa se calcula la zona convexa que encierra el tema, de tal manera que se puede: 1) definir la superficie que corresponde a la parte eliminada por la erosión y la formación de los barrancos, 2) reconstituir la forma primitiva del edificio para obtener un “cono perfecto” como en el caso del volcán Mayón, Filipinas; y 3) calcular el volumen del edificio actual y de la parte que corresponde a la erosión.

En este ejemplo, el borde del círculo externo que corresponde a la caldera exterior se individualiza a partir de los 1960 msnm y su cima se mantiene al sur hasta la capa de 2140 msnm, lo que significa una profundidad cerca de 180 me-

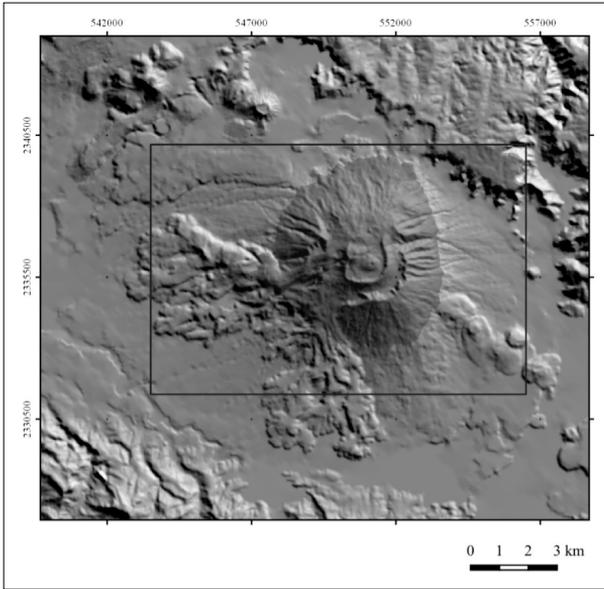


Figura V.7. MDE sombreado del volcán Ceboruco.

tros; por otro lado, el cráter interno aparece a la altitud 2120 msnm y se mantiene hasta la capa de 2180 msnm, lo que representa una profundidad de 60 metros.

El programa calcula la zona convexa de cada capa utilizando el algoritmo de Jarvis. Esta función estima la superficie erosionada, y calcula el ancho y el largo de la capa y la relación que existe entre ambos, así como el eje de orientación de cada capa; por ejemplo, en el caso de la figura V.9 donde se reporta una de las capas de la figura V.8 (1740 msnm), la superficie erosionada es de 4.97%, el ancho y el largo son respectivamente de 7098.09 m y 7473.91 m, lo que corresponde a una relación ancho/largo de 94.97%, y una orientación de 152.48°.

Cabe mencionar que el programa extrae un número de capas en relación con la petición del usuario. Por ejemplo, si se toma en cuenta el MDE del volcán Ceboruco cuya escala vertical está en centímetros y si se precisa que se requiere hacer el cálculo con esta escala, el programa realizará su análisis a partir de 78000 capas, lo que asegura una alta precisión en el cálculo de los parámetros.

c) Orientación de las capas hipsométricas del volcán Misti, Perú

Como se mencionó anteriormente, una diferencia de orientación puede revelar el carácter heterogéneo del edificio o etapas morfogénicas diferentes, como se observó en el caso del volcán Misti, Perú (Fig. V.10) donde la orientación para

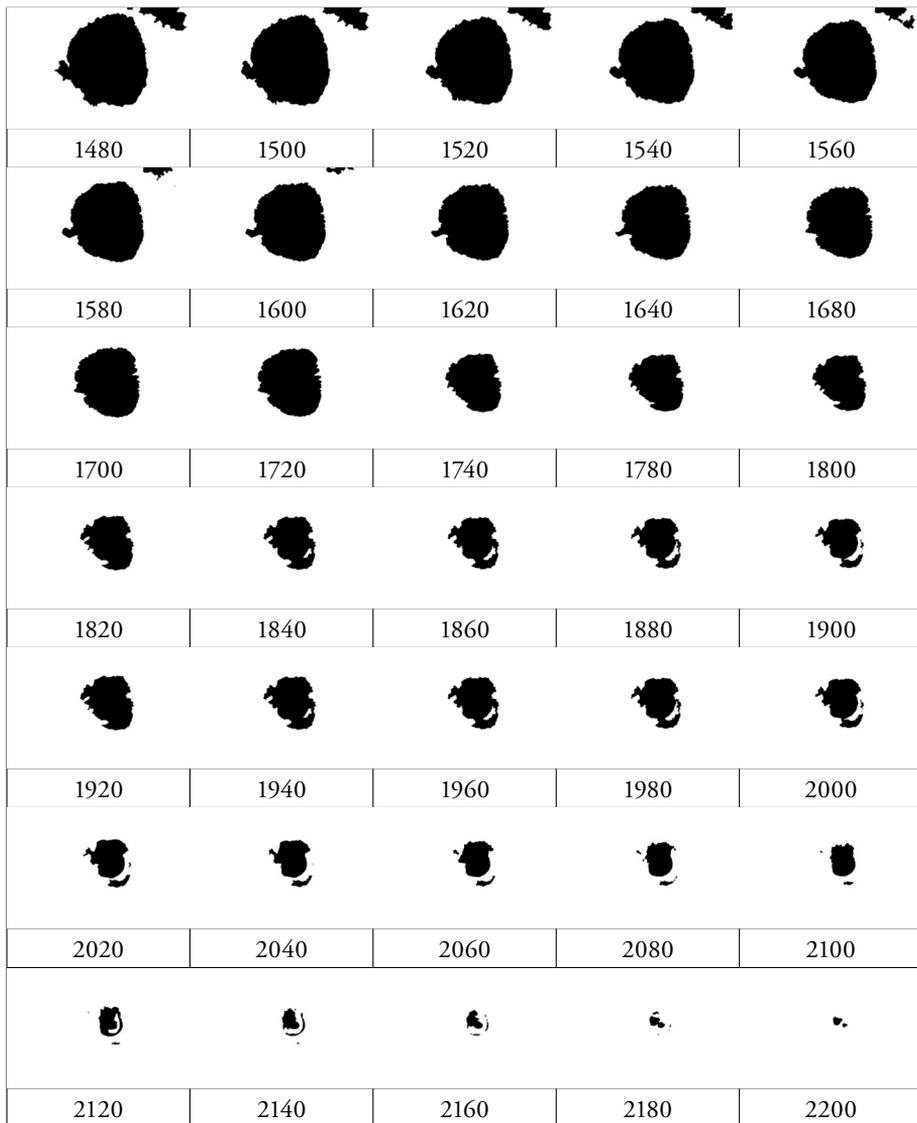


Figura V.8. Tomomorfometría del volcán Ceboruco (zona delimitada en la figura V.7); existen 3 capas más (2220, 2240 y 2260 msnm) que no figuran en este gráfico (ya que corresponden a algunos píxeles) y representan la parte superior del edificio.

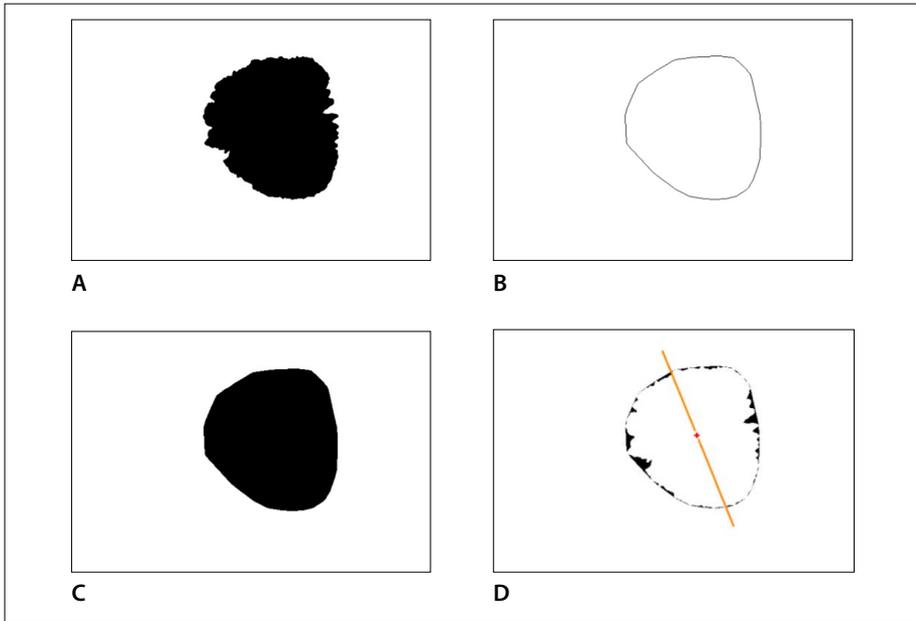


Figura V.9. Capa a 1740 msnm. A. Capa extraída del cono volcánico. B. Perímetro de la zona convexa. C. Superficie de la zona convexa. D. Zona erosionada, centro de gravedad y orientación.

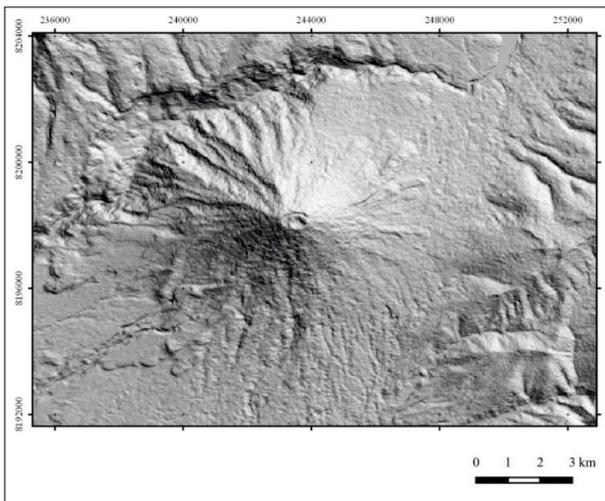


Figura V.10. MDE sombreado del volcán El Misti.

las capas extraídas cada 100 metros y que van de 4050 msnm hasta 4650 msnm está comprendida entre de 64° y 78° y, para las capas entre 4750 y 5650 msnm, la orientación está comprendida entre 102° y 111° (García-Zúñiga y Parrot, 1998). El abanico estrecho de los rangos de orientación de cada uno de los dos conjuntos de valores subrayó el carácter heterogéneo del cono volcánico (Fig. V.11).

d) Integración tridimensional de un edificio volcánico: el Volcán de Colima

Cuando se encuentra un edificio volcánico sobre un plano inclinado, existen dos posibilidades: 1) el volcán nació sobre un plano inclinado; 2) el volcán se originó sobre un plano horizontal que se basculó posteriormente.

En este caso, no se debe definir la línea de base a partir de una curva de nivel, sino partir de la intersección entre el edificio y el plano sobre el cual se encuentra (Fig. V.12). Para calcular la orientación y la dirección del buzamiento de esta intersección se utilizó el programa **Geol_Plan**, como se hizo anteriormente para medir la orientación y la dirección del buzamiento de los espejos de falla de la zona de la Laguna Salada.

La figura V.12 ilustra la diferencia entre dos líneas de base del volcán adventicio (El Volcancito) del Volcán de Colima. En rojo, se muestra la línea de base horizontal que se define a partir de la altitud de 3515 msnm. En verde, se presenta la línea de base real que toma en cuenta la pendiente sobre la cual nació el volcán adventicio; esta línea corresponde a la intersección entre la vertiente del edificio mayor y un plano de pendiente de 24° y de dirección 45°, que pasa por el puerto que se ubica entre el Volcancito y el Volcán de Colima.

Cuando un volcán nace sobre un plano inclinado, la posición de los centros de gravedad de todas sus capas tomomorfométricas se quedan idénticos

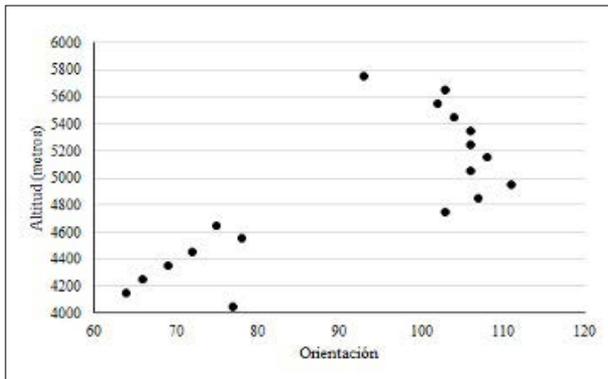


Figura V.11. Orientación vs Altitud (Volcán El Misti, Perú).

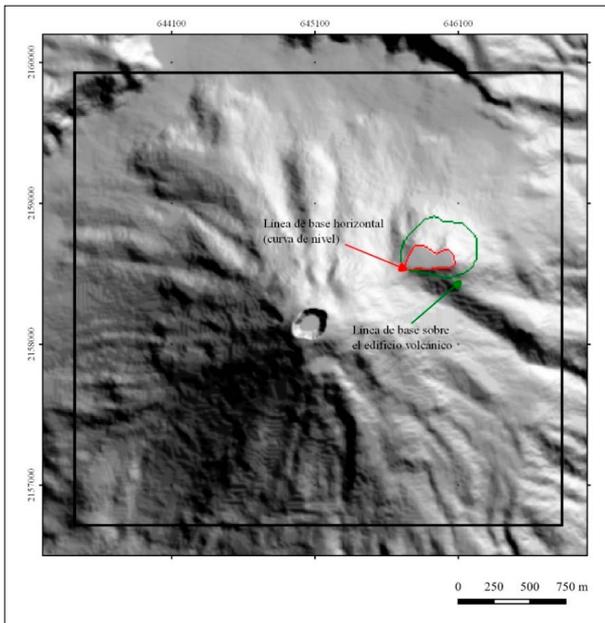


Figura V.12. Posición de las líneas de base de un volcán adventicio (el Volcancito sobre el Volcán de Colima).

(Fig. V.13A). Por el contrario, cuando el plano horizontal inicial bascula posteriormente a la formación del cono de cenizas como se observó en las elevaciones que juntan el graben de Colima (Parrot *et al.*, 1992a, 1992b, 1992c; Michaud *et al.*, 1992a, 1992b, 1994), se registra un desplazamiento casi lineal de los centros de gravedad pasando de la base hasta la cima (Fig. V.13B).

Independiente de este último cálculo, el programa **Param_vol4** mide los parámetros siguientes (Tabla V.1), lo que permite no solamente definir con pre-

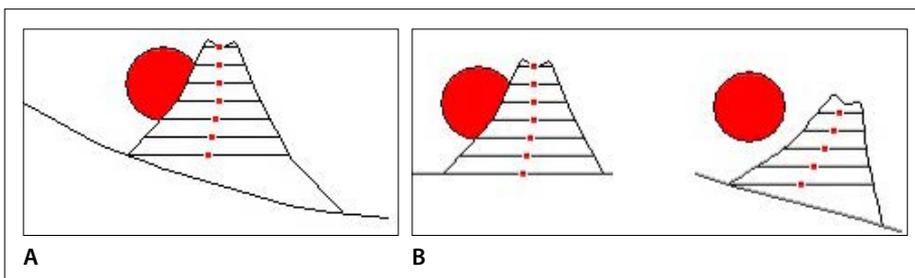


Figura V.13. Posición de los centros de gravedad. A. Emplazamiento sobre un plano inclinado. B. Basculamiento de la base sobre la cual se emplazó el volcán.

Tabla V.1. Parámetros del Volcán de Colima.

Parámetros	Elementos	Forma original	Cono reconstituido
Línea de base	Radio mínimo	910.49 m	904.27 m
	Radio máximo	1936.59 m	1942.81 m
	Factor de elongación	112.69	114.84
Cráter	Radio mínimo	130.38 m	130.38 m
	Radio máximo	131.53 m	131.52 m
Edificio	Línea de base	3210 msnm	3210 msnm
	Altitud de la cima	3798 msnm	3798 msnm
	Altura	588 m	588 m
Pendiente	Profundidad del cráter	68 m	66 m
	descendente	29.76°	39.97°
	ascendente	30.63°	38.30°
Superficie	bidimensional	4.576 km ²	4.576 km ²
	tridimensional	5.393 km ²	5.721 km ²
	rugosidad	17.85%	25.03%
Volumen	movilizado por erosión	0.882861 km ³	0.937170 km ³ 0.054309 km ³

cisión las características de la forma estudiada, sino también calcular el volumen de material arrastrado por la erosión (diferencia el edificio original y el edificio reconstituido por el programa).

- por lo que concierne a la línea de base, el valor del radio mínimo y del radio máximo, permiten definir la orientación del volcán;
- se realiza el mismo cálculo para el cráter;
- para el edificio, se toman en cuenta la altitud de la línea de base y la altitud máxima del edificio, lo que asegura el cálculo de la altura del volcán y la profundidad del cráter cuando este existe;
- el promedio del ángulo de la superficie externa del volcán y dentro del cráter cuando existe;
- la superficie bi y tridimensional;
- el volumen total y la diferencia de volumen entre el edificio original y el edificio reconstituido.

La sucesión de los valores de orientación del eje principal de cada capa (Fig. V.14) muestra un cambio brusco entre un promedio de 70° y uno de 100° ; este cambio de orientación se produce entre 3515 y 3516 msnm cuando, en esta última capa, el cono adventicio se separa del edificio principal; por esta razón, la zona convexa cambia de forma y es solamente a partir de 3516 msnm, que toma en cuenta las capas del cono principal.

Esta misma ruptura (Fig. V.15) aparece en las imágenes que ilustran la posición del centro de gravedad desde 3210 msnm hasta el borde del cráter.

Con la diferencia entre la superficie del volcán en su estado actual y una simulación de la reconstitución del edificio volcánico considerando la zona convexa de cada capa, se realiza una estimación del volumen movilizado por la erosión (Fig. V.16). En esta figura, la erosión se representa de menor (azul) a mayor (morado) volumen movilizado, pasando por el verde, el amarillo, el anaranjado y el rojo. Se reportaron estos datos sobre curvas de nivel extraídas del MDE cada 15 metros. Se observa como los valores más fuertes corresponden a los barrancos actuales.

V.2.3. *Relieve de planicie fluvial*

a) *Introducción*

La planicie costera se considera una superficie sub-horizontal, ondulada, ligeramente inclinada hacia el océano, de altitud baja y adyacente al mar. Su origen es complejo, se vincula con el ascenso o descenso del nivel del mar y se trata de un relieve deposicional constituido por detritos heterogéneos en texturas, transportados y depositados por los ríos.

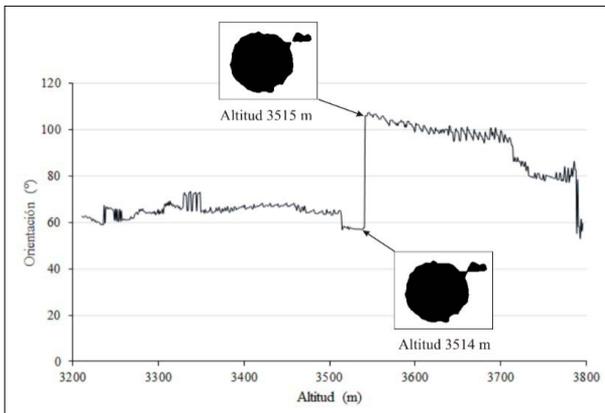


Figura V.14. Evolución de la orientación de las capas del edificio en función de la altitud.

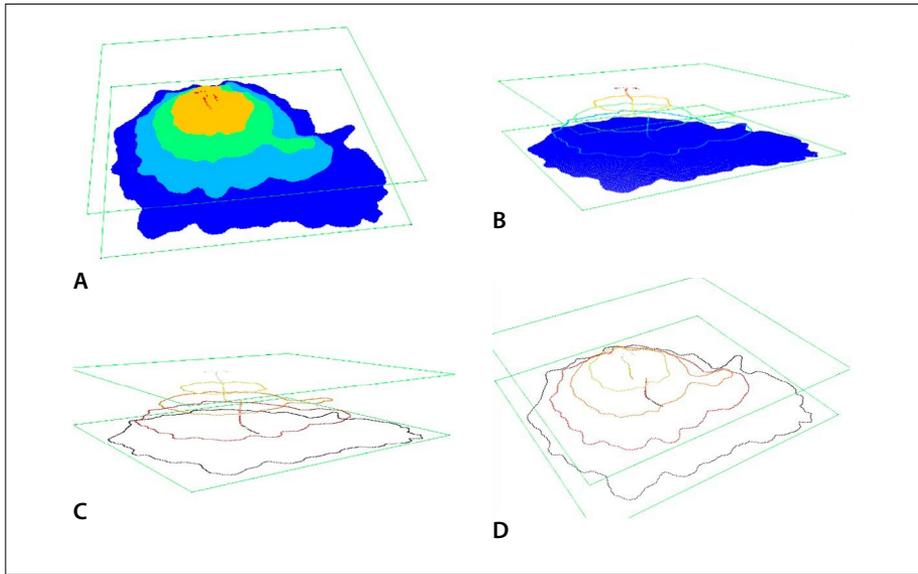


Figura V.15. Representación tridimensional de la posición sucesiva de los centros de gravedad por capas de altitud. A. Superficie de 5 capas de altitud (3210, 3356, 3502, 3648 y 3794 msnm) como referencia. B. Perímetros de las 4 capas superiores de referencia. C y D. Visualización de los perímetros de referencia y de los centros de gravedad.

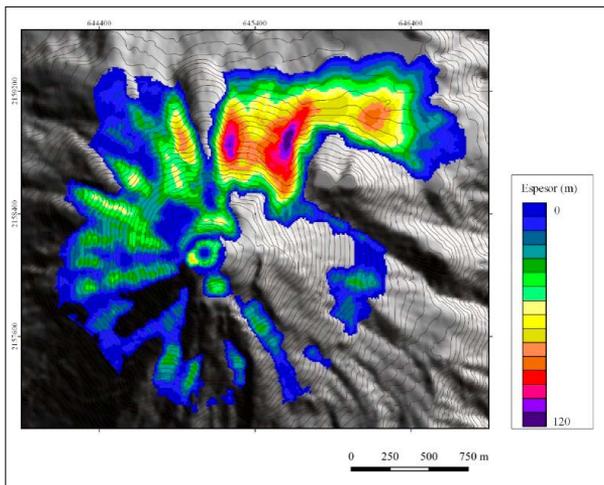


Figura V.16. Visualización de la erosión del Volcán de Colima a partir de la altitud de 3210 msnm.

Como lo mencionamos en el capítulo IV, los meandros corresponden a desviaciones del cauce que se producen cuando un río presenta un perfil con un gradiente mínimo y una importante carga de sedimentos. Estos cambios de posición o divagaciones pueden crear, como resultado de una obturación, lagos en media luna, también conocidos como meandros abandonados.

Las imágenes provenientes de Google Earth ilustran la evolución de los meandros del río Ucayali (Perú), afluente del río Marañón ubicado en la depresión de Nauta, graben limitado por las elevaciones de Iquitos. Dumont *et al.* (1993 y 1996) estudiaron la evolución asimétrica de los meandros del río Ucayali comparando una imagen SPOT de 1988 con una imagen Landsat de 1972. Como lo muestra la figura V.17, la dinámica fluvial continua modifica con el tiempo la morfología del cauce, creando meandros abandonados en la región de Saquena.

b) Análisis de la planicie costera del Golfo de México a partir del estudio de los meandros del río Papaloapan

El Modelo Digital de Terreno (MDT) utilizado en este ejemplo se generó a partir de los datos LiDAR del INEGI (2009) para esto se utilizó la nube de puntos corres-

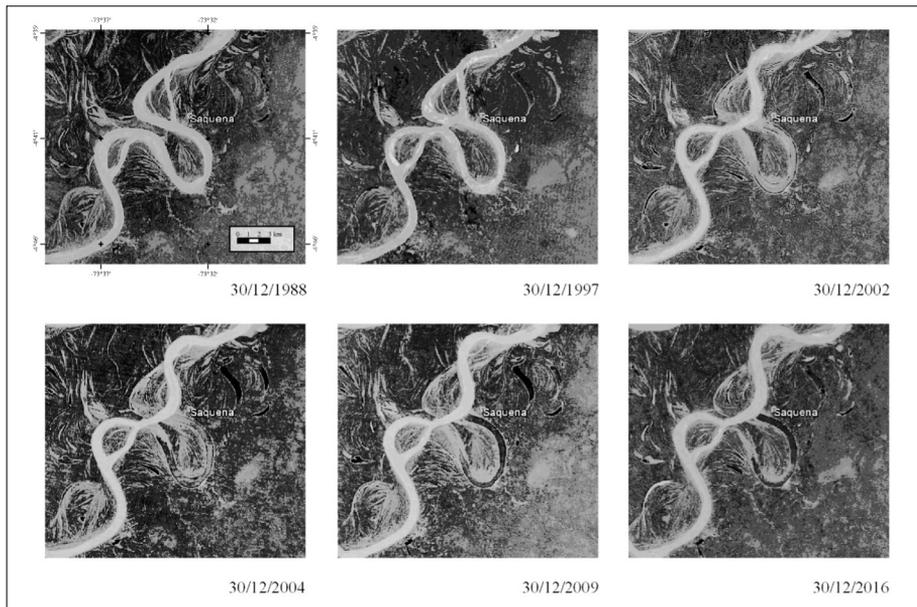


Figura V.17. Evolución de los meandros en la Amazonia peruana.

pondiente a las zonas E15A61a-f, y E15A71a-f. Los datos en formato xyz de estas 12 zonas se unieron con el programa **xyz_stick** y posteriormente, con el programa **Transf_ascii_xyz_dem_lidar_v2** se generó el MDT con 5 m de resolución y escala hipsométrica en centímetros. Después, las regiones donde se ubican los meandros estudiados se extrajeron del MDT general.

La planicie costera del Golfo de México corresponde a una cuenca marginal al orógeno Sierra Madre Oriental, se constituye de potentes depósitos de rocas sedimentarias terciarias que en general presenta una extensión e inclinación suave hacia el interior del Golfo de México a manera de un monoclin. De occidente a oriente, la secuencia de rocas terciarias muestra una extensión continua de la antigua cuenca marginal al orógeno (Sierra Madre Oriental), que gradualmente va cambiando al occidente, de una zona de hundimiento-acumulación a una de levantamiento (Lugo-Hubp, 1990).

Los sedimentos de esta planicie alcanzan más de 10 km de profundidad; en este contexto, los depósitos del Mioceno presentan una potencia de 200 m de tipo continental y litoral; el Plioceno, está representado por detritos continentales de origen deltaico con espesores que varían de 15 a 35 m; el Cuaternario, se constituye de depósitos fluvio-litorales de 300 m de espesor (López-Ramos, 1979)

La zona entre los pueblos de Otlán y Acula en el estado de Veracruz, forman parte de la Planicie Costera del Golfo conocida como cuenca Veracruz-Campeche. Esta unidad comprende capas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico y del Terciario que sobreyacen a rocas continentales del Paleozoico y Triásico-Jurásico Medio con espesores de más de 6 km (López-Ramos, 1979). El Mioceno presenta acumulaciones de más de 2.5 km y hasta 5 km, en este predominan las lutitas, excepto en la porción superior donde hay esencialmente arenas y materiales más gruesos. El Plioceno está ausente, lo que se relaciona con una inversión de los movimientos (hundimiento a levantamiento). En la actualidad, los procesos de acumulación fluvial se ven favorecidos por las precipitaciones de más de 2000 mm anuales.

La región de estudio corresponde a la planicie aluvio-deltáica del río Papaloapan; los procesos de modelado dominantes son los escurrimientos y la acumulación de depósitos fluviales que favorecen la formación de meandros activos y abandonados. Los segundos hacen evidente un movimiento tectónico asociado a una leve deformación de la zona costera.

Los meandros estudiados se ubican en la región entre los pueblos de Otlán y Acula (Estado de Veracruz). En esta región (desde Tuxtepec hasta el Golfo de México), el río Papaloapan presenta una dirección N-NE con varios meandros abandonados (Fig. V.18); en esta sección del río se extrajeron tres de ellos para su análisis morfológico detallado.



Figura V.18. Ubicación de los meandros estudiados (Imagen Landsat, 12/11/2018)

En general, como lo mencionaron Parrot y Ramírez-Núñez (2016), los Modelos Digitales de Elevación provenientes de datos lidar, presentan artefactos de tipo facetas triangulares y valores de altitud aleatoria en los perfiles de los ríos. Esto se debe a factores asociados a la escena, por ejemplo, la presencia de vegetación y la rugosidad natural del suelo, así como factores dependientes del equipo láser y la densidad de puntos registrados en una superficie. Además, los retornos aleatorios de la energía del láser sobre la superficie del agua pueden ocurrir sin ninguna relación con los valores de elevación; de manera general, se utiliza la técnica del *hydrologic enforcement* que consiste en agregar líneas de ruptura o polígonos a lo largo de la orilla de un lago, un río o una línea de costa, dando una elevación constante a la superficie de agua plana así delimitada. En los tratamientos que siguen el valor de altitud de los planos de agua libre de los meandros abandonados se define a partir de la intersección de este plano con la margen del meandro.

La figura V.19 muestra que, tomando como referencia el plano horizontal de la superficie de agua libre del meandro, se eleva la altitud cuando se sigue, río arriba, el fondo del cauce.

El perfil (Fig. V.20) cuya traza aparece en rojo en la figura V.19, permite calcular el valor del ángulo de basculamiento hipotético. Existen 30 centímetros

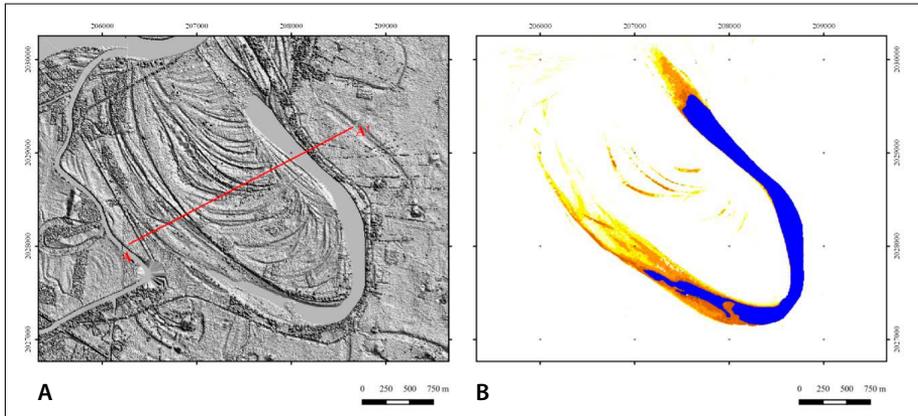


Figura V.19. Modelo Digital de Superficie del meandro B (entre Rancho Nuevo y Candelaria, cerca de Cosamaloapan).

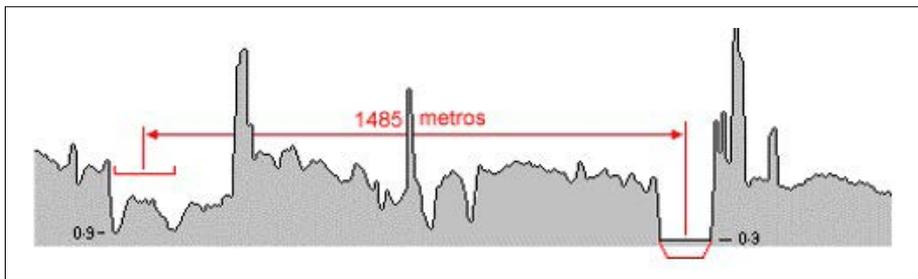


Figura V.20. Perfil del meandro B.

entre la altitud de la superficie del meandro y el punto más bajo del perfil que corresponde a la orilla del río, río arriba. Si es razonable estimar a 1 metro la profundidad mínima del río, río abajo, en este caso se mide una diferencia total de 1.3 metros. Reportando a la distancia de 1485 metros entre los puntos centrales del meandro sobre el perfil, la relación altura/distancia es de 0.008, es decir un ángulo débil de 0.00001868° .

El valor de altitud de la superficie de agua libre dentro de un meandro depende de la posición del borde del polígono que se utilizó durante el proceso de “hydrologic enforcement”. Esta posición puede depender de la época del año y ser muy variable. Independientemente de este, la altitud registrada sobre esta

superficie es de 3.6 m en el meandro A, de 0.3 para el meandro B y de 0 para el meandro C. Por otro lado, no se sabe con precisión cual es la profundidad de agua dentro del meandro. Se hicieron dos cálculos hipotéticos, sin embargo, probables. En el primer caso, como se reporta en la figura V.20, el cálculo se hizo para una profundidad de un metro y se repitió el cálculo para una profundidad de 2 metros.

Un basculamiento similar (Fig. V.21) se mide en el caso de los otros dos meandros abandonados (A y C sobre la figura V.18). Estos valores reportados al nivel regional entre Tuxtepec, ubicado en el piedemonte de la Sierra Madre Orien-

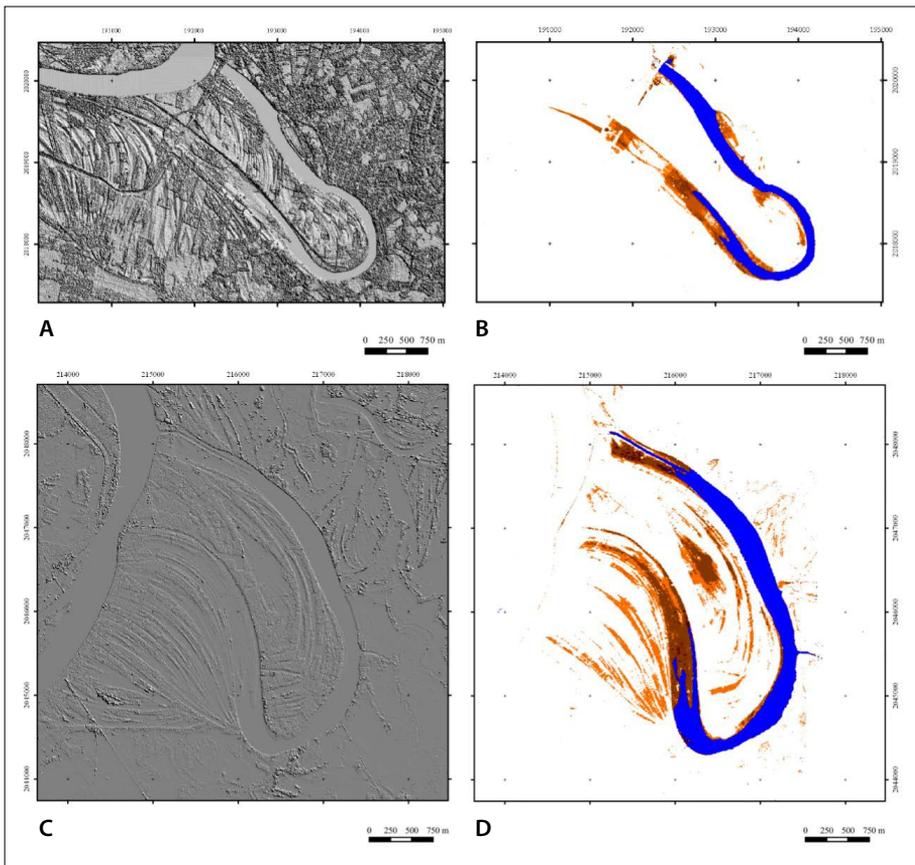


Figura V.21. Meandros A y C. A. Modelo Digital de Superficie del meandro A. B. Cálculo de los valores altitudinales del meandro A. C. Modelo Digital de Superficie del meandro C. D. Cálculo de los valores altitudinales del meandro C.

tal, y la línea de costa ubicada a 64 km de Tuxtepec, permiten estimar el basculamiento del bloque. La relación de Tales de Mileto da los siguientes resultados:

- a) para una profundidad local de 1 metro, el hundimiento en la línea de costa es de 68.95 metros $[(1.6 \times 64000) / 1485 = 68.95]$
- b) para una profundidad local de 2 metros, la misma relación da un hundimiento de 112.05 metros $[(2.6 \times 64000) / 1485 = 112.05]$ en la línea de costa.

Si bien, localmente, estos valores representan una pendiente muy baja, a nivel regional no son valores despreciables, y, por lo tanto, esta observación demuestra una leve deformación de esta zona costera.

Conclusión

Hemos presentado en este último capítulo tres ejemplos de tratamiento de la representación tridimensional del relieve mexicano. Tratamos de mostrar cómo se puede definir una estrategia personal para resolver diversos aspectos de una problemática geomorfológica. En cada caso de estudio la cartografía resultado del análisis tridimensional es detallada, coherente, estructurada, con límites precisos y bien definidos. En ella el relieve se muestra en concordancia con la litología, la tectónica, los procesos de modelado y la morfología. El arreglo espacial de estos aspectos, permiten un mejor entendimiento de las condiciones naturales de cualquier región. La representación tridimensional y su explicación, es uno de los aportes de este libro y representa un punto de partida sólido para el ordenamiento territorial.

De hecho, sin tomar en cuenta la percepción personal de un problema, no existe una receta definitiva para responder a cada uno de los temas de investigación. Por esta razón, adjuntamos a esta obra un manual del usuario en donde se explica el manejo de los modelos ejecutables mencionados a lo largo de este libro.

De esta manera, los métodos que se ofrecen pueden ser seleccionados de acuerdo con el objetivo de la investigación e incluso pueden combinarse con el fin de establecer la relación entre los procesos endógenos-exógenos, es decir, la intensidad de la dinámica geomorfológica. En este sentido es posible reconocer territorios donde la dinámica exógena puede ser una amenaza para la población y su infraestructura. El análisis tridimensional ofrece esta posibilidad, de manera expedita y sin más infraestructura que una PC y los programas que se ofrecen en este libro. Este aspecto es de importancia cuando el tiempo, es un factor determinante en una situación de desastre.

La información visual y los datos que aporta el análisis tridimensional son de aplicación inmediata y son válidos en la prevención, durante y después de la contingencia. En ellos, es posible reconocer las vías de comunicación más seguras para evacuar a la población antes del evento. Este tipo de cartografía muestra la susceptibilidad del relieve a dinámicas de peligro y por ello, una vez que la contingencia termina, su importancia radica en la selección de los caminos con menos daño, para llevar ayuda o planear el rescate. Estos aspectos sin duda interesan a los estudios de las Ciencias de la Tierra.

Esperamos que los lectores puedan usar estas herramientas en el marco de sus investigaciones. Es posible realizar ejercicios utilizando los diversos Modelos Digitales de Elevación (MDE) que se encuentran en el anexo II; este panel de MDE tienen el formato raster y también el formato ascii. Tal vez, estos datos serán suficientes para responder a una problemática particular, de lo contrario, hemos explicado cómo es posible generar dichos MDE a partir de datos vectoriales. En este sentido se resalta el valor didáctico de ese libro, si bien el investigador puede usar los métodos propuestos con facilidad, al estudiante le permite de manera autodidacta ir paso a paso, familiarizándose con cada método. De esta manera podrá sumar a su formación profesional herramientas útiles, para comprender la espacialidad del relieve y su dinámica, aspectos que son indispensables en las asignaturas de Geomorfología, Ordenamiento Territorial, Gestión del Riesgo, Geología Ambiental entre otras.

Esperamos que este libro facilite los diversos aspectos algorítmicos que requieren a menudo los diferentes acercamientos de investigación y que no permiten realizar los softwares comerciales, cuyas funciones dependen solamente a veces de la visión informática del programador sin relación directa con las necesidades de las Ciencias de la Tierra.

Anexo I. Glosario

Acimut (o Azimut). Dirección que se mide en grados (entre 0 y 360°) en el sentido horario desde el punto cardinal Norte (0°).

Algoritmo. Conjunto de instrucciones ordenadas que permiten operaciones sistemáticas para hacer un cálculo en la búsqueda de la solución de determinados problemas.

Alpino. 1) Etapa de formación de sistemas montañosos en el Cenozoico, a partir del Eoceno, se reconoce en Eurasia desde el sur de España y norte de África hacia China y, en América, desde Alaska al continente antártico. 2) Relieves montañosos formados durante este proceso.

Archivo. Conjunto ordenado de documentos. **Archivo informático** es el nombre que se da a un archivo digital.

Bloques basculados. En geología, un bloque basculado corresponde a un bloque tectónico que registró una rotación por efecto de fallas y se queda inclinado; el rumbo del eje de rotación y de las fallas limitantes son casi idénticos. Al nivel geomorfológico, pueden corresponder a bloques que amenazan con un próximo desplome

Cabalgadura. Falla inversa de inclinación débil a lo largo de la cual se produce el desplazamiento de un bloque geológico sobre otro.

Caldera. Depresión volcánica redondeada de dimensiones de más de 2 500 metros de diámetro. Se forma por una erupción poderosa que origina un colapso por gravedad de la cámara magmática.

CAD. Siglas del inglés, Computer Aided Design, diseño asistido por computadora. Consiste en una técnica de dibujo con base en el uso de computadoras para la generación de bases de datos.

Chevrones. En un anticlinal que corresponde a un pliegue de la corteza terrestre donde los estratos más antiguos se encuentran en el núcleo, los estratos de los flancos describen facetas triangulares llamadas “chevrones” cuyas puntas se dirigen arriba y concretizan de esta manera la inclinación de los estratos. Por otro lado, se describen como pliegues tipo chevron una serie de pequeños pliegues del mismo ritmo debido a un desprendimiento lateral subyacente.

Cuenca de desgarre o de tracción. Del inglés pull apart basin, depresión situada en un límite de placas litosféricas, entre dos fallas transformantes activas.

DoD. Acrónimo del inglés, DEMs of Difference, diferencia de modelos digitales de elevación, técnica para la cuantificación del cambio volumétrico resultado de varios levantamientos topográficos.

Drones. Vehículos aéreos no tripulados. Además de la aplicación militar, se usan cada vez más en los estudios de la superficie terrestre y la atmósfera, de interés en varias disciplinas como la cartografía, arqueología, geomorfología, geología y otras.

Endorreico. Se aplica a cuencas fluviales donde el agua no llega al mar. Las corrientes forman lagos permanentes como la cuenca de México (Anáhuac), Pátzcuaro, Zirahuén, o esporádicos.

dxf. Acrónimo del inglés Drawing Exchange File o Drawing Interchange Format es un archivo de datos de tipo vectorial (CAD, Computer-aided design) desarrollado por Autodesk para la interoperabilidad entre el software AutoCAD y otros programas con el manejo del mismo tipo de datos.

ENTITIES. Del inglés entidades, son objetos con definición gráfica en un archivo *dxf*. Se describen por un grupo de códigos, es decir, que cada propiedad del objeto está precedida por un código predefinido. Por ejemplo, una curva de nivel (que corresponde a un objeto gráfico) se construirá en el espacio vectorial por n vértices de coordenadas x, y, z . Cada valor de la coordenada será precedido por un código. La palabra ENTITIES (con letras mayúsculas) corresponde a la etiqueta predefinida en el formato *dxf* (Drawing Exchange File).

Exorreico. Régimen fluvial que fluye y termina en el mar.

Faceta triangular. Base de una ladera con forma geométrica de un triángulo con su ápice en la parte superior. Por lo común se encuentran en series paralelas, donde cada faceta está limitada por un barranco. La faceta también es de geometría trapezoidal.

Falla. Grieta en las rocas que delimita dos bloques, donde uno se desplaza con respecto al otro, en sentido vertical, con inclinación o horizontal.

Falla inversa. Fallas con desplazamiento vertical en donde el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro. Estas reflejan un acortamiento de la corteza terrestre. Una falla inversa con un buzamiento inferior a 45° se considera como una cabalgadura

Falla normal. Fallas con desplazamiento vertical donde el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro.

Falla transcurrente. Los bloques separados por la fractura se mueven de manera horizontal, aparentemente en direcciones opuestas. Son sinónimos **falla de rumbo, en dirección,** o **de desgarre.**

Flujo de masa. Método de *partición del flujo* entre pixeles basado en la dinámica de fluidos e incorporado en la versión 3 del software River Tools.

Flysch. Serie potente de rocas sedimentarias marinas con capas alternas de conglomerados o areniscas, y lutitas y margas, en algunos casos con calizas. Son testigo de una etapa preorogénica.

Geometría euclidiana. Geometría clásica que data de los siglos III-IV a.C. y se basa en las propiedades de las formas perfectas de superficie y volumen.

Geometría fractal. Es una rama de las matemáticas que busca explicar las relaciones entre un objeto y sus partes a diferentes escalas.

Globos aerostáticos o globos de aire caliente. Objeto ligero de forma aproximadamente esférica, llena de un gas de menor densidad que el aire que permite elevarse. Se usa con varios fines: recreo, observaciones prácticas y científicas.

Hipsometría. Medida de la altura de la superficie terrestre. Se presenta en los mapas hipsométricos o altimétricos.

Índice o coeficiente de compacidad. Factor de una cuenca hidrográfica, que resulta de la relación entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de un círculo de superficie semejante.

InSAR. Acrónimo del inglés (Interferometric Synthetic Aperture Radar) Interferometría radar de apertura sintética que se basa en el estudio del patrón de interferencia de la fase de dos imágenes provenientes de un radar de apertura sintética (también ver SAR).

Isobatas. Líneas que unen puntos de una misma profundidad de una superficie subacuática, se aplica en el océano, lagos, ríos, y otros.

Hiperspectral. Medida desde decenas a cientos o más respuestas espectrales tanto de los rangos visible y no visible de los objetos en la superficie terrestre. Las imágenes resultantes contienen las respuestas espectrales registradas para cada píxel; el conjunto de información se conoce como cubo de información o cubo de datos.

Histograma. Gráfica que expresa con barras, una variable donde el tamaño de las barras corresponde a una frecuencia. Por ejemplo, la altitud de la superficie terrestre en metros sobre el nivel del mar en metros, en un plano de kilómetros cuadrados.

Kernel. Del alemán, núcleo. En el tratamiento digital de imágenes, el kernel es una matriz de convolución que se usa para difuminar, enfocar, realzar, detectar bordes y calcular filtros.

Kriging o krigeado. Del francés **krigeage**. Es un método geoestadístico de estimación de puntos, que se utiliza entre otros como una técnica de interpolación.

LAS. (LASer) Formato binario para el intercambio de nubes de punto LiDAR.

Ley de Beer-Lambert o Ley de Lambert-Bouger. Define la relación empírica de la absorción de luz con las propiedades del material atravesado.

LiDAR. Acrónimo de Light Detection And Ranging. Es un dispositivo que determina la distancia entre este emisor y un objeto utilizando un haz de láser pulsado. El láser emite pulsos en el espectro del infrarrojo cercano que se reflejan una o más veces en los objetos de la superficie terrestre. Cuando un pulso llega directamente al suelo, su retorno representará esta superficie. El total de los retornos corresponde a una nube de puntos. En ocasiones, se utiliza el término Lidar pues no existe consenso para mantener o no el acrónimo.

Modelos digitales de elevación (MDE). Un modelo digital de elevación es una representación numérica del relieve terrestre y a veces de diversos elementos asociados. Los valores altimétricos se reportan como información cuantitativa en un archivo de tipo (v.) *raster* que tiene las mismas propiedades que una imagen, donde la altimetría $z=f(x,y)$ y se presenta en cada **píxel** de la malla, o en un archivo de tipo TIN (Triangular Irregular Network) que corresponde a un espacio tridimensional real donde los puntos x,y,z están registrados en cada vértice de una malla triangular; en este último caso, la información métrica esta únicamente sostenida por los puntos.

Modelos digitales de superficie (MDS). A pesar del hecho que no hay un uso normalizado en la literatura científica de los términos Modelo Digital de Elevaciones (MDE), Modelo Digital del Terreno (MDT) y Modelo Digital de Superficie (MDS), en la mayoría de los casos, el Modelo Digital de Superficie se refiere a la superficie de la tierra e incluye todos los objetos que esta contiene. Estos modelos provienen del uso de los datos lidar.

Modelo digital de terreno (MDT). En cambio, un Modelo Digital de Terreno (MDT) representa la superficie de suelo desnudo y sin ningún objeto, como la vegetación o los edificios. En el caso de los modelos provenientes del uso de los datos lidar, la superficie terrestre desnuda corresponde, dentro de la nube de puntos, al retorno del terreno que registra un haz pulsado.

Monoclinal. Estructura geológica de rocas sedimentarias con una misma inclinación, de poca pendiente.

Morfoestructuras. De forma del relieve terrestre y estructura geológica. *P.ej.* montaña plegada, depresión tectónica.

Morfogénesis. De forma del relieve y su origen. Concepto primordial de la geomorfología.

Neolítico. De nuevo y roca. Periodo de la historia humana posterior al Paleolítico (antiguo y roca). En el Neolítico se generalizó la agricultura y domesticación de animales. Se considera que inició unos 8 500 años atrás. La edad es variable en el espacio.

Nubes de puntos. Conjunto de vértices en un sistema de coordenadas tridimensional x,y,z que definen la superficie externa de un objeto.

Orogenia. Formación de un sistema montañoso. En la historia de la Tierra se produjeron varias orogenias, en orden de antigüedad, la orogenia Huroniana durante el Precámbrico, la Caledoniana (Siluro-Devónico), la Herciniana (Carbonífero y Pérmico), la Laramide y la Alpina (finales del Mesozoico y el Cenozoico).

Pendiente logarítmica. Representación gráfica de un conjunto de valores numéricos del logaritmo de la pendiente. Esta representación enfatiza los valores de pendiente en zonas de inclinación débil.

Percepción remota. Se refiere a la medición o adquisición de información sobre un objeto o fenómeno, a través de un instrumento de medición o un grupo de sensores remotos que no tienen contacto con el objeto estudiado. Para esto se utiliza la radiación electromagnética en diversas longitudes de onda.

Píxeles. Acrónimo del inglés, *picture element* (elemento de imagen). Es la superficie homogénea más diminuta de una imagen.

POLYLINE y LWPOLYLINE. En inglés, *polyline*, polilínea. Es una entidad gráfica cuyas propiedades están descritas por un grupo de códigos en un archivo *dxf*. Una polilínea se compone de varios objetos o subentidades: la POLYLINE principal, los VERTEX o vértices que forman la curva en dos o tres dimensiones, y SEQEND que indica el final de la polilínea.

En el caso de LWPOLYLINE, del inglés, *lightweight polyline*, polilínea de peso ligero, esta entidad gráfica única aparece desde la versión AutoCAD Release 14. En términos de despliegue y consumo de memoria, LWPOLYLINE tiene un mejor desempeño que POLYLINE ya que no contiene información redundante.

Procesos endógenos. Los que ocurren en el interior de la Tierra a causa de su energía y se manifiestan en los movimientos verticales y horizontales en la corteza, los sismos y la actividad volcánica.

Procesos exógenos. Ocurren en la superficie condicionados por la radiación solar, la fuerza de gravedad y la actividad de los organismos. Son tres procesos exógenos principales: intemperismo (meteorización), erosión (denudación) y acumulación (sedimentación).

Pull apart basin, *v.* cuenca de desgarre.

Raster. Imagen digital representada en una malla con celdas regulares que contienen un único valor.

raw. En inglés, crudo. Formato de archivo digital de imágenes, donde los valores (tonos de gris, altitud, etc.) se registran en continuo desde la esquina superior izquierda hasta la esquina inferior derecha.

Rayleigh, dispersión. Es la dispersión de la radiación electromagnética por partículas de menor tamaño que la longitud de onda de los fotones dispersados.

Red de drenaje. Sinónimo de **red fluvial**.

Reflectancia. Fracción de radiación incidente reflejada por una superficie en relación con su rugosidad.

Relieve negativo. Formas del relieve terrestre que se observan por debajo de un plano de referencia. p. ej. hoyas, cuencas, cenotes, cráteres, valles, etc.

Relieve positivo. Formas del relieve que se elevan sobre un plano. p. ej. lomas, montañas, dunas, parteaguas, bancos, etc.

Reológico. Es la relación entre el esfuerzo y la deformación de un sólido en condiciones de presión y temperatura definidas, pasando por deformaciones elásticas, plásticas y fractura.

Resolución espacial. Área que representa una celda o píxel en una imagen o MDE.

Resolución hipsométrica. Escala vertical de los modelos digitales (en metros, decímetros, centímetros, milímetros, etc.)

Restitución fotogramétrica. Método que se basa en el uso de un par de imágenes de la superficie terrestre obtenidas por fotografía aérea o por tecnología digital para definir las cotas de referencia de la topografía.

Roquedo. Equivalente de sustrato rocoso, afloramiento. Representación cartográfica de diversos aspectos topográficos por medio de dibujos con elementos irregulares que substituyen a la forma del relieve (acantilados, glaciares, taludes, etc.) cuando es imposible representarla con curvas de nivel.

Rugosidad. Propiedad del paisaje que describe la complejidad del relieve o la irregularidad del terreno. Mientras más rugoso es el paisaje, es más complejo.

SAR. Acrónimo del inglés, Synthetic Aperture Radar. El radar de apertura sintética es un tipo de sistema radar para la adquisición de imágenes de mayor resolución en el rango de las microondas (también ver InSAR).

SfM. Acrónimo del inglés, Structure from Motion, estructura desde el movimiento. Es una técnica de obtención de datos de alta resolución (2D y 3D) a bajo coste mediante la toma de fotografías del objeto en estudio desde distintas perspectivas.

Shape. En informática, es un archivo de datos espaciales de tipo vectorial para Sistemas de Información Geográfica desarrollado por la empresa ESRI. La información espacial corresponde a elementos geográficos y atributos asociados a estos.

Sinuosidad. Concepto que muestra qué tanto se aparta una traza de una línea recta.

Software. Término del inglés, aceptado en español, equivalente a *programas (informáticos)*. Es un conjunto de instrucciones que utiliza la computadora para su funcionamiento.

SONAR. Acrónimo del inglés, SOund Navigation And Ranging, navegar por sonido. Técnica que usa la propagación del sonido bajo el agua (principalmente) para navegar, comunicarse o detectar objetos sumergidos.

Splines. Del inglés, ranura. Thin Plate Spline (TPS) es una técnica que se basa en los splines para la interpolación y suavizado de datos.

Talweg. Del alemán, thalweg. Línea que une los puntos de menor altitud en un cauce fluvial. También es sinónimo de cauce fluvial.

TIN. Siglas del inglés Triangular Irregular Network, o redes irregulares de triángulos. Se utiliza para representar la morfología de la superficie por medio de la triangulación de Voronoï lo que permite desplazarse rápidamente en el espacio tridimensional. Este método no corresponde a una representación suficientemente fiable para la extracción de rasgos morfológicos.

Tortuosidad. Es la propiedad de una curva de tener varias vueltas, en el estudio de las redes fluviales se aplica para la caracterización de las redes de drenaje de tipo meándrico.

Ventana móvil. Cuadrante de tamaño $n \times n$ que se desplaza sobre una imagen digital para realizar un barrido de los valores de los píxeles y generar o extraer rasgos morfológicos, medidas estadísticas, entre otros.

Volantines. Tipo de cometa de papel, en general, de estructura cuadrada.

Abreviaturas

cm	centímetros
dm	decímetros
m	metros
Ma	millones de años
mm	milímetros
msnm	metros sobre el nivel del mar
p. ej.	por ejemplo
v.	véase

Siglas

CD	Disco Compacto.
DSM.	Digital Surface Model.
GIS.	Geographic Information System.
MDE.	Modelo Digital de Elevación.

- MDS.** Modelo Digital de Superficie.
- MDT.** Modelo Digital de Terreno.
- SAR.** Synthetic Aperture Radar.
- SIG.** Sistema de Información Geográfica.
- TIN.** Triangulated Irregular Network.
- UTM.** Universal Transversal Mercator.

Acrónimos

- DEMONIO.** Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations.
- FROG.** Fractal Research On Geosciences.
- INEGI.** Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- LiDAR.** Light Detection And Ranging.
- SONAR.** SOund Navigation And Ranging.
- TACO.** Tortuosity And Confluent Organization.
- TLALOC.** Tridimensional Landscape Analysis Local Operating Computation.

Anexo II. Módulos ejecutables y selección de datos (imágenes y modelos digitales de elevación)

1. Lista completa de los módulos ejecutables

En el archivo adjunto llamado “Módulos ejecutables” se reportan 53 programas; la presentación sigue el orden alfabético que se definió en el manual (páginas 201-204).

2. Lista de los datos que sirven de ejemplos para hacer ejercicios con los módulos ejecutables

Se presenta aquí en forma de tabla, el listado de las imágenes y Modelos Digitales de Elevación (MDE) que sirven como ejemplos para realizar ejercicios utilizando los tratamientos descritos en el manual. A cada ejemplo corresponde un módulo ejecutable que permite realizar pruebas, pero estos ejemplos también se pueden tomar en cuenta en diversos módulos ejecutables. Se indica el nombre y tipo de los datos, así como el nombre de la carpeta donde se encuentra.

La totalidad de estos datos se reporta en el archivo adjunto llamado “Carpetas_de_datos”

Nota:

- 1) Los MDE *raster* de 4 octetos (bytes) tienen la extensión `_m4.raw`; además, se asocian a los datos *raster* archivos descriptivos con la extensión `_m4.txt` donde se mencionan el número de filas y columnas del documento, así como el número de octetos (bytes). En el caso de los datos *ascii* o de los bitmaps, esta información está incluida en el encabezado.
- 2) Se necesita incluir la carpeta de trabajo en la ubicación `C:\images` de su computadora, ya que los módulos ejecutables buscan los datos en esta dirección. Por ejemplo: `C:\images\Acapulco`, `C:\images\Mexico`, `C:\images\Monarca`, etc.

3) El orden de presentación de los programas y ejemplos asociados sigue el orden utilizado en el manual.

Programa	Datos	Carpeta
Sum_dxf_cn_ha	E14c57cn.dxf, E14C57ha.dxf	Acapulco
Sum_dxf_v2	E14A29cn.dxf, E14A39cn.dxf, E14A49cn.dxf, E14B21cn.dxf, E14B31cn.dxf, E14B41cn.dxf	Mexico
Sum_jfp	E14A15.jfp, E14A16.jfp, E14A25.jfp, E14A26.jfp, E14A35.jfp, E14A36.jfp	Monarca
Transf_dif_dxf_jfp	E14A15cn.dxf	Monarca
Transf_ha_dxf_jfp	G12A88ha.dxf	Comondu
Transf_dxf_v2	E14C57cnha2.dxf	Acapulco
Transf_jfp_extract	Cndxf.jfp Orizabal.jfp	Ori Orizaba
Net_curve2	Acapulco_trdxfraw, Acapulco_trdxftxt	Acapulco
Net_curve_final	Zona_venc8.raw, Zona_venc8.txt	Acapulco
Hiatus	Chichon10_corte_hiat.raw, Chichon10_corte_hiat.txt	Hiat
Crear_Tabla	Se crea en cualquier lugar elegido por el usuario	
Transf_jfp_brod	Chichon_extract.jfp	Chichon
Brod5_mx	Chi-10_trdxfraw, Chi-10_trdxftxt, Chi-10_trdxftab.txt	Chichon
Dilat_curves	Chichon_10_meters_c4.raw, Chichon_10_meters_c4.txt	Chichon
Newmiel_v2	Corte_norte_c4.raw, Corte_norte_c4.txt	Chapultepec
Xyz_stick	unam-000151f.xyz, unam-000152f.xyz, unam-000168f.xyz, unam-000169f.xyz	Jardin_botanico
Cut_xyz_zone	E14a39_b_c_ms.xyz	Mex_Lid
Dem_lidar	unam-000151f.xyz, unam-000152f.xyz	Jardin
Transf_ascii_xyz_dem_lidar_v2	Barranco1_mt.xyz e14a39a2_mt.xyz, e14a39a4_mt.xyz, e14a39b1_mt.xyz, e14a39b3_mt.xyz	Texcoco_mt
Cloud_sorting_xyz	unam_000151f.xyz	Jardin
Elim_pit	unam-169_lidar_m4.raw, unam-169_lidar_m4.txt	A_jardin
Search_val	unam-169_lidar_m4.raw, unam-169_lidar_m4.txt	A_jardin

Programa	Datos	Carpeta
Basic_level_calculation		
Rotation_xyz	Tepoztlan.xyz	Tepoz
Rotation_dem	Cp_m4.raw, Cp_m4.txt	Cerro_Prieto
Dem_resampling	Dem_xecotz_m4.raw, Dem_xecotz_m4.txt	Quiche
Surface2	Mt_m4.raw, Mt_m4.txt	Barranco3
Surf_2D_3D_jfp	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
Log_slope	Dem_m4.raw, dem_m4.txt	San Lorenzo
Dif_dem	Pre_Landslide_Form.asc, Tajin_Corte_m4.raw, Tajin_Corte_m4.txt	Tajin
Dif_dem_3D_v2	Pre_Landslide_Form_m4.raw, Pre_Landslide_Form_m4.txt, Tajin_Corte_m4.raw, Tajin_Corte_m4.txt	Tajin
Dif_dem_3D_Roughness	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
Param_vol4	Chichon_10_meters.asc	Chichon
Terrain_analysis	Chi-10_m4.raw, Chi-10_m4.txt	Chichon
Rio4	Noch_corte_m4.raw, Noch_corte_m4.txt	Noch
Stream_order	Rio1.raw, Rio1.txt	Mixteca
New_dissec	Red.bmp Parque.asc	Mixteca
New_fractal_drainage_analysis_v2	Rio1.raw, Rio1.txt	Mixteca
Dem_mask	Chi-10_m4.raw, Chi-10_m4.txt, Chichon_mask.raw, Chichon_mask.txt	Chichon
Extract	Cp10_shadow.asc	Cp
Extract_courbes4	Parque.asc	Mixteca
Fast_Illum	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
Geol_Plan	Horst_E_m4.raw, Horst_E_m4.txt	Laguna_salada
Gorman	Gorman2.bmp	Gorman
RMS_Error	Chichon_corte_lidar_m4.raw, Chichon_corte_lidar_m4.txt Chichon_corte_jfp_m4.raw, Chichon_corte_jfp_m4.txt	Chichon_comp
RMS_Roughness	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
RMS_Slope	Parque_m4.raw, Parque_m4.txt	Mixteca

Programa	Datos	Carpeta
Select_dem_zone	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
Sombra	Chichon_10_meters_m4.raw, Chichon_10_meters_m4.txt	Chichon
Stereo	B4546_corte_m4.raw, B4546_corte_m4.txt B4546_corte_shadow.bmp	Citlaltepetl
Visib	Mt_m4.raw, Mt_m4.txt	Barranco6
Visib_P	Mt_elpit_m4.raw, Mt_elpit_m4.txt	Barranco7

Nota: los nombres de las carpetas no tienen acentos para evitar cualquier conflicto informático.

Referencias

- Abrahams, A.D. (1984). Channels networks: a geomorphological perspective. *Water Resources Research*, 20(2): 161-168.
- Adiyaman, O., Baudemont, F. Parrot, J.-F., Köse, O., Chorowicz, J. (1998). Geomorphology of eastern Anatolia volcanoes by numerical analysis of digital elevation models. *3rd Internat. Turk. Geol. Symp. Ankara*, Sept. 1998.
- Agishtein, M.E., Migdal, A.A. (1991). Smooth surface reconstruction from scattered data points. *Computers and Graphics*, 15, 29-39.
- Aguilar, F.J., Agüera, F., Aguilar, M.A., Carvajal, F. (2005). Effects of terrain morphology, sampling density and interpolation methods on grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71, 805-816.
- Al-Saady, Y.I., Al-Suhail, Q. A., Al-Tawash, B. S., Othman, A. A. (2016). Drainage network extraction and morphometric analysis using remote sensing and GIS mapping techniques (Lesser Zab River Basin, Iraq and Iran). *Environmental Earth Sciences*, 75(18): 1243.
- Anderson, A.N., Crawford, J.W., McBratney, A.B. (2000). On diffusion in fractal soil structures. *Soil Science Society of American Journal*, 64, 19-24.
- Anderson, A.N., McBratney, A.B., FitzPatrick, E.A. (1996). Soil mass, surface and spectral fractal dimensions estimated from thin section photographs. *Soil Science Society of American Journal*, 60, 962-969.
- Axelsson, P. (1999). Processing of laser scanner data – algorithms and applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54, 138-147.
- B.C. MacDonald & Co. (2011). <<http://www.bcmac.com>> (Consulta enero 2013).
- Bak, P.R., Mill, A.J. (1989). Three-dimensional representation in a Geoscientific Resource Management System for the minerals industry. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 155-182.
- Band, L.E. (1986). Topographic partition of watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22(1): 15-24.
- Bashenina, N.V., Gellert I., Joly F., Klimaszewski M., Scholz E. (1968). Project of the unified key to the detailed geomorphological map of the world. *Folia Geographica, Polska Acad. Nau. Krakow*, 11, 7-40.

- Bashenina, N.V., Gellert I., Joly F., Klimaszewski M., Scholz E. (1975) “Unifitsirovannaya leguenda dlia detalnij, gueomorfologuicheskij kat” (leyenda unificada para cartas geomorfológicas de detalle), en Bashenina, N.V. (ed.; 1975), *Gueomorfologuicheskoe kartagrafirovanie v siomochnij masshtabaj*, Ed. MGU, Moscú, 18-68.
- Baudemont, F. (1999). Analyse numérique des formes de relief sur les modèles numériques de terrain, *Thèse Université Paris VI*, 167 p.
- Baudemont, F., Parrot, J.-F. (2000). Structural Analysis of DEMs by Intersection of Surface’s Normals in a 3D Accumulator Space, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 38, 2.
- Bauzou, T. (1980). Ecritures du Monde. Points de vue, parcours et catalogues. En : *Cartes et figures de la Terre. Centre Georges Pompidou*, N° Editeur 206, Paris, 104-113.
- Besl, P.J., Jain, R.C. (1986). Invariant surface characteristics for 3-D object recognition in range images. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 33, 33-80.
- Bishop, M.P., Dobрева, I.D., Houser, C. (2015). Chapter 17 Geospatial Science and Technology for Understanding the Complexities of the Critical Zone, En: John R. Giardino and Chris Houser, Editor(s), *Developments in Earth Surface Processes*, Elsevier, 19, 523-561.
- Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64(1): 476-497.
- Bolstad, P. V., Stowe, T. (1994). An evaluation of DEM accuracy: Elevation, slope and aspect. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 60, 1327-1332.
- Borgefors, G. (1984). Distance transformations in arbitrary dimensions. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 27(3): 321-345.
- Borges, J.L. (1946). Del rigor en la ciencia, en: *Historia universal de la infamia*. Segunda edición.
- Braile, L. (1978). Comparison of four random to grid methods. *Computer & Geosciences*, 4, 341-349.
- Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A. (2000). Monitoring and modeling morphological change in a braided gravel/bed river using high resolution GPS/based survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(9): 973-990.
- Brewer, C.A., Marlow, K.A. (1993). Color representation of aspect and slope simultaneously. *Proceedings of the AutoCarto 11 Symposia, Baltimore, Maryland*, 30 Octubre-1 Noviembre cartogis.org/docs/proceedings/archive/auto-carto-11/pdf/color-representation-of-aspect-and-slope-simultaneously.pdf.
- Bryson, B. (2006). *Una breve historia de casi todo*. RBA Libros, S.A. Pérez Galdós, Barcelona. España, 639 p.
- Burrough, P.A. (1986). *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. University Press, Oxford, 193 p.

- Burrough P.A., Van Gaans P.F.M., Macmillan R.A. (2000). High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Journal to Fuzzy Sets and Systems*, 113, 37-52.
- Campa, M.F., Coney P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Carrivick, J.L., Geilhausen, M., Warburton, J., Dickson, N.E., Carver, S.J., Evans, A.J., Brown, L. E. (2013). Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology*, 188, 83-95.
- Chen, C.C., Daponte, J. S., Fox, M.D. (1989). Fractal feature analysis and classification in medical imaging, *IEEE Transactions on Medical Imaging* 8(2): 133-142.
- Cheng, Y.C., Lee P.J., Lee T.Y. (1999). Self-similarity dimensions of the Taiwan Island landscape. *Computers & Geosciences*, 25(9): 1043-1050.
- Chorowicz, J., Ichoku, C., Riazanoff, S., Kim, Y., Cervelle, B. (1992). A combined algorithm for automated drainage network extraction. *Water Resources Research*, 28(5): 1293-1302.
- Chorowicz, J., Parrot, J.-F., Taud, H., Hakdaoui, M., Rudant, J-P., Ruiz, T. (1995). Automatic pattern recognition of geomorphic features from DEMs and satellite images. *Zeitschrift Fur Geomorphologie* N.F., suppl.-Bd, 101, 69-84.
- Clarke, K.C. (1986). Computation of the fractal dimension of topographic surfaces using the triangular prism surface area method. *Computers & Geosciences*, 12(5): 713-722.
- Clarke, J.I. (1966). Morphometry from maps. En: G.H. Dury (Ed.), *Essays in Geomorphology*, London: Heinemann, 235-274.
- Cocquerez, J.-P., Philipp, S. (1995). *Analyse d'images : filtrage et segmentation*, Ed. Masson, 460 p.
- Costa-Cabral, M. C., Burges, S. J. (1994). Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water resources research*, 30(6): 1681-1692.
- Coster, M., Chermant, J. L. (1989). Précis d'analyse d'images, *Presses du CNRS*, 560 p.
- Cyphers, A., Zurita-Noguera, J., Lane Rodríguez, M. (2013). *Retos y riesgos de la vida olmeca*. Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, 183 p.
- Datcu, M., Luca, D., Seidel, K., (1996). Wavelet-Based Digital Elevation Model Analysis. *16th EARS&L Symposium 1996*, Rotterdam, Brookfield, 283-290.
- Davis, M.W. (1889). *The Rivers and Valleys of Pennsylvania*, National Geographic Magazine, 1, 183-253.
- De La Noë, G.O., De Margerie, E. (1888). Les formes du terrain. *Serv. Geogr. De l'Armée*, Paris, 205 p.

- De Masson d'Autume, G. (1978). Construction du modèle numérique d'une surface par approximations successives. Application aux modèles numériques de Terrain (MNT). *Bulletin de la Société Française de Photogrammetrie et de Télédétection*, núm. 71-72, 33-41.
- Deimel, L.E., McCallister D.F., Doss C.L. (1982). Techniques for Computerized lake and river fills in Digital Terrain Models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 48(9): 1431-1436.
- Delaunay, B. N. (1934). Sur la sphère vide. *Bulletin de l'Académie des sciences URSS class Sci. Math.*, 793-800.
- Demek, J. (1972). *Manual of detailed geomorphological mapping*, Czechoslovak Academy of Sciences, Academia, Praga.
- Diario Oficial de la Federación (2010). Declaratoria de Desastre Natural por la ocurrencia de lluvias severas los días 22, 26 y 30 de agosto de 2010, así como el día 3 de septiembre de 2010, en 14 municipios e inundación fluvial en el Municipio de Hueyapan de Ocampo del Estado de Veracruz Ignacio de la Llave. [DOF: 29/09/2010].
- Dikau, R. (1989). The application of a digital terrain model to landform analysis in geomorphology. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 51-78.
- Dubrule, O. (1984). Comparing splines and kriging. *Computers & Geosciences*, 10, 327-338.
- Duchon, J. (1975). Fonction « spline » associée avec l'observation d'une fonction aléatoire. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, Paris, 280, 949-951.
- Duchon, J. (1976). Interpolation des fonctions de deux variables suivant le principe de la flexion des plaques minces. *RAIRO Analyse Numérique*, 10, 5-12.
- Dumont, J.-F., Mering, C., Parrot, J.-F., Taud, H. (1993). Quantitative analysis of asymmetrical fluvial pattern to study active deformation in subandes basins. *Second ISAG*, Oxford (UK), 81-84.
- Dumont J.-F., Mering, C., Parrot J.-F., Taud H. (1996). Morphological and mathematical analysis of asymmetrical fluvial pattern: A study case from the Ucayali River (Peru). *Zeitschrift Fur Geomorphologie N.F.*, Suppl.-Bd.103, 269-282.
- Dymond J.R., Derosé R.C., Harmsworth G.R. (1995). Automated mapping of land components from digital elevation data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 131-137.
- Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y Cartografía. Madrid. (2008). Representación del relieve. www.pdi.topografia.upm.es/jjarranz/
- Evans, I.S. (1972). General geomorphometry, derivations of altitude, and descriptive statistics. En: R.J. Chorley (Ed.) *Spatial analysis in geomorphology*. London: Methuen, p. 17-90.

- Evans, I.S. (1979). Statistical characterization of altitude matrices by computer. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *The final report on Grant DA-ERO-591-73-G0040*, Durham, England: Department of Geography, University of Durham, 192 p.
- Evans, I.S. (1980). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 36, 274-295.
- Favalli, M., Fornaciai, A., Mazzarini, F., Harris, A., Neri, M., Behncke, B., Pareschi, M.T., Tarquini, S., Boschi, E. (2010). Evolution of an active lava flow field using a multitemporal LIDAR acquisition. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115, B11203.
- Fairfield, J., Leymarie, P. (1991). Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27(5): 709-717.
- Feder, J. (1988). *Fractals*. New York: Plenum, 283 p.
- Felicísimo, A.M. (1994). Parametric statistical method for error detection in digital evaluation models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 49(4): 29-33.
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. En: *Proc. Roy. Soc. London*, A(217): 295-305.
- Florinsky, I.V. (1998a). Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. *International Journal of Geographical Information Science*, 12: 47-62.
- Florinsky, I.V. (1998b). Combined analysis of Digital Terrain Models and Remotely Sensed Data in landscape investigations. *Progress in Physical Geography*, 22, 33-60.
- Florinsky, I.V. (2012). *Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology*. Academic Press, Elsevier, E.U., 379 p.
- Florinsky, I.V. (2016). *Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology*. 2a Ed. Elsevier / Academic Press, Amsterdam, 486 p.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L., Carbonneau, P.E. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421-430.
- Franke, R. (1982). Scattered data interpolation: Test of some methods. *Mathematics of Computation*, 38, 181-200.
- Fuller, I.C., Marden, M. (2010). Rapid channel response to variability in sediment supply: Cutting and filling of the Tarndale Fan, Waipaoa catchment, New Zealand. *Marine Geology*, 270, 45-54.
- Fuller, I.C., Basher, L., Marden, M., Massey, C. (2011). Using Morphological Adjustments to Appraise Sediment Flux. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, 50, 59-79.
- Gallant, J.C., Wilson, J.P. (2000). Primary topographic attributes. En: Wilson & Gallant (Ed.). *Terrain Analysis. Principles and Applications*, John Willey & Sons, New York, 51-85.

- Garbrecht, J., Martz, L. W. (1997). The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of hydrology*, 193(1-4): 204-213.
- García Cubas, A. (1857). Atlas Geográfico, Estadístico e Histórico de la República Mexicana.
- García-Arizaga, M.T., Lugo-Hubp, J. (2003). *El relieve mexicano en mapas topográficos*. Instituto de Geografía, UNAM, Serie Libros, Núm. 5, 148 p.
- García-Zúñiga, F., Baudemont, F., Chorowicz, J., Huaman, D., Parrot, J.-F. (1997). Morfología cuantitativa y morfoestructural del volcán Misti, una aplicación de la topografía digital a los riesgos de inestabilidad volcánica (Sur del Perú). *IX Congreso Peruano de Geología*, Vol. Esp. 1, 443-448.
- García-Zúñiga, F., Parrot, J.-F. (1998). Analyse tomomorphométrique d'un édifice volcanique récent : Misti (Pérou). *CR Acad. Sci.*, 327, 457-462.
- Gardiner, V., Park, C.C. (1978). Drainage basin morphometry: review and assessment. *Progress in Physical Geography*, 2, 1-35.
- Ghilani, C.D., Wolf, P.R. (2008). *Elementary surveying: an introduction to Geomatics*. Prentice Hall, 931 p.
- Gilbert, G.K. (1907). The San Francisco earthquake and fire of April 18, 1906, and their effects on structures and structural materials, *USGS Bulletin*, Series R, Structural Materials 1, 324, 170 p.
- Gilbert, G.K. (1914). The transportation of debris by running water. *USGS Professional Paper*, 86, 263 p.
- Giles, P.T. (1998). Geomorphological signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 581-594.
- Gleason, C. J., Im, J. (2012). Forest biomass estimation from airborne LiDAR data using machine learning approaches. *Remote Sensing of Environment*, 125, 80-91.
- González-Partida, E. (1993a) Petrografía, geoquímica, cristalquímica y características de los fluidos asociados a una sección del metamórfico aflorante en Tierra Caliente, estados de México, Guerrero y Michoacán: *Geofísica Internacional*, 32, 429-440.
- González-Partida, E. (1993b). Datos geoquímicos de roca total para la secuencia volcanosedimentaria Cretácica en Cuale-El Rubí, Jalisco y Tierra Caliente, Guerrero, México: *Geofísica Internacional*, 32, 249-259.
- González-Partida, E., Salinas-Prieto, J.C., Moctezuma-Salgado, M. (2001). Datos micro-termométricos de algunas unidades litológicas del subterráneo Teloloapan, Guerrero, México, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 54, 10-18.
- Gorshkov, G., Yakushova, A. (1970). *Geología General*. Ed. Mir. Moscú, 624 p.
- Gregory, K.J., Goudie A.S. (2011). *The SAGE handbook of Geomorphology*, 648 p.

- Grohmann, C. (2015). Effects of spatial resolution on slope and aspect derivation for regional scale analysis. *Computers & Geosciences*, 77, 111-117.
- Grohmann, C., Riccomini, C. (2009). Comparison of roving-window and search-window techniques for characterizing landscape morphometry, *Computers & Geosciences* 35, 2164-2169.
- Grohmann, C.H., Smith, M.J., Riccomini, C. (2011). Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Midland Valley, Scotland. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 49(4), 1200–1213.
- Guillande, R., Gelugne, P., Bardintzeff, J.-M., Brousse, R., Chorowicz, J., Parrot, J.-F. (1993). Cartographie automatique de zones présentant des risques de mouvements de terrain sur l'île de Tahiti à partir de données digitales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, tomo 164, núm. 4, 577-583.
- Gutiérrez-Ruiz, M., Parrot, J. F., Ramírez-Núñez, C., Pérez-Manzanera, L., Amaro-Ramírez, D., Jardines-Mendoza, L. (2020). Tridimensional spatial distribution of manganese in a river impacted by metallurgical activity and mining. *Environmental Science and Pollution Research*, 1-12.
- Hadipriono, F.C., Lyon, J.G., Li, T., Argialas D.P. (1990). The development of a knowledge-based Expert System for analysis of drainage patterns. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56(6): 905-909.
- Hani, A. F. M., Sathyamoorthy, D., Asirvadam, V. S. (2011). A method for computation of surface roughness of digital elevation model terrains via multiscale analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 177-192.
- Hani, A. F. M., Sathyamoorthy, D., Asirvadam, V. S. (2012). Computing surface roughness of individual cells of digital elevation models via multiscale analysis. *Computers & Geosciences*, 43, 137-146.
- Haralick, K.F. (1983). Ridges and valleys on Digital images. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 22, 28-38.
- Harris, R., Barrett, E. C. (1978). Toward an objective neoanalysis. *J. Appl. Meteorology*, 17, 1258-1266.
- Hengl, T., Evans, I.S. (2009). Mathematical and digital models of the land surface. En: Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.) *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier, Amsterdam, p. 31–63.
- Herzfeld, U.C. (2004). *Atlas of Antarctica. Topographic maps from geostatistical analysis of satellite radar altimeter data*, Berlin, Springer, 364 p.
- Hjelle, O., Daehlen, M. (2006). *Triangulations and applications*, Berlin: Springer, 234 p.
- Hopkinson, C., Hayashi M., Peddle, D. (2008) Comparing alpine watershed attributes from LiDAR, Photogrammetric, and Contour-based Digital Elevation Models. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(3): 451-463.

- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 275-370.
- Houellebecq, M. (2010). *La carte et le territoire*. Editorial Flammarion, 428 p.
- Hugenholtz, C. H., Whitehead, K., Brown, O.W., Barchyn, T.E., Moorman, B.J., LeClair, A., Riddell, K., Hamilton, T. (2013). Geomorphological mapping with a small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy assessment of a photogrammetrically-derived digital terrain model. *Geomorphology*, 194, 16-24.
- Institut National de l'Information Géographique et Forestière. <https://www.geoportail.gouv.fr/carte> (Consulta: julio 2018).
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) (2013a). Conjuntos Topográficos Vectoriales, escala 1:50,000 para la República Mexicana.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) (2013b). Modelo Digital de Terreno (LiDAR) para la República Mexicana.
- Ivanov, V.I., Kruzhkov, V.A. (1992). Evaluation of the optimal discretization step for a digital elevation model. *Geodezia i Cartografia*, 5, 47-50.
- Jain, V.E. (1980). *Geotectónica general*: parte II (No. 551.2 JAI).
- James, M.R., Robson, S. (2012). Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research*, 117 (F3).
- Jenson, S.K. (1991). Applications of hydrologic information automatically extracted from Digital Elevation Models. *Hydrological Processes*, 5, 31-44.
- Jenson, S.K., Domingue, J.Q. (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11): 1593-1600.
- Julien, P. (1994). Traitements altimétriques (Modèles Numériques de Terrain), support de cours de DEA SIG, ENSG-IGN.
- Kelling S, Hochachka W, Fink D. (2009). Data-intensive Science: A new paradigm for biodiversity studies. *BioScience*, 59(7): 613–620.
- Kitchin, R. (2014). The real-time city? Big data and smart urbanism. *GeoJournal*, 79, 1–14.
- Klinkenberg B., Goodchild M. F. (1992). The fractal proprieties of topography: A comparison of methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(3): 217-234.
- Kolahi-Azar, A.P., Golriz, S. (2018). Multifractal topography: a tool to measure tectonic complexity in the Zagros Mountain Range. *Mathematical Geosciences*, 50(4), 431-445.
- Konovalov, N.E. (1960). *A project of a new railway line, with a development of ideas on computers applications to solve particular tasks*. M. Sc. Thesis. Kharkov Institute of Engineers for Railway Transport, Kharkov, USSR, 120 p.

- Kraak, M.J. (1989). Computer-assisted cartographical 3D imaging techniques. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 99-114.
- Krebs, N. (1922). Eine Karte der Reliefenergie Süddeutschlands. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 68, 49-53.
- Krebs, P., Stocker, M., Pezzatti, G.B., Conedera M. (2015). An alternative approach to transverse and profile terrain curvature. *International Journal of Geographical Information Science*, 29(4): 643-666.
- Kumler, M.P. (1994). An intensive comparison of Triangulated Irregular Networks (TINs) and Digital Elevation Models (DEMs). *Cartographica*, 31, 1-99.
- La Barbera, P., Rosso, R. (1989). On the fractal dimension of stream networks, *Water Resources Research*, 25(4): 735-741.
- Lai, P., Samson C., Bose P. (2014). Surface roughness of rock faces through the curvature of triangulated meshes. *Computers & Geosciences*, 70, 229-237.
- Lapparent, A. (1882). *Traité de Géologie*, Librairie Savy, Paris.
- Lapparent, A. (1896). *Leçons de Géographie physique*, Masson et Cie, Paris.
- Laslett, G.M., McBratney A.B., Pahl, P.J., Hutchinson, M.F. (1987). Comparison of several spatial prediction methods for soil pH, *European Journal of Soil Science*, 138(2): 325-341.
- Legorreta, G., Arana Salinas, L., Miguel Castro, R., Parrot, J.-F., Contreras T. (2020), Assessing Landslide Volume for Landform Hazard Zoning Purposes. En: Sassa, K., *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*, Ed. Springer, Heidelberg, Germany, 1-7.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*, San Francisco, W.H. Freeman and Co., 522 p.
- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., Chipman, J.W. (2004). *Remote Sensing and Image Interpretation*. Wiley, Chichester, UK, 763 p.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J.L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acozulco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38, 279-293.
- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*, Edición Privada, México D.F., 453 p.
- Lugo-Hubp, J. (1981). La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 11, 7-19.
- Lugo-Hubp, J. (1986). Los métodos geomorfológicos morfométricos. *Revista de Geografía*, 1(1), Instituto de Geografía UNAM, México, 13-26.
- Lugo-Hubp, J. (1988). *Elementos de Geomorfología aplicada. Métodos cartográficos*. Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 128 p.

- Lugo-Hubp, J. (1989). *Diccionario geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM, 337 p.
- Lugo-Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9(1): 82-11.
- Lugo-Hubp, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico. Geografía para el Siglo XXI*, Serie Textos Universitarios, Instituto de Geografía, UNAM, 479 p.
- Lugo-Hubp, J., Córdova, C., Aceves Quesada, J. F., y García Arizaga, M. T. (1990a). Morfometría 1. En A. García Silberman de Fuentes (Ed.). *Atlas Nacional de México. México*: Instituto de Geografía, UNAM, p. IV.3.1.
- Lugo-Hubp, J., Córdova, C., Aceves Quesada, J. F., y García Arizaga, M. T. (1990b). Morfometría 2. En A. García Silberman de Fuentes (Ed.). *Atlas Nacional de México. México*: Instituto de Geografía, UNAM, p. IV.3.2.
- Luo, J., Zheng, Z., Li, T., He, S. (2018). Assessing the impacts of microtopography on soil erosion under simulated rainfall, using a multifractal approach. *Hydrological Processes*, 32, 2543-2556.
- Lyubkov, A.N., Martynenko, A.I. (1963). Producing topographic models by computer control milling machines. *Sbornik Nauchno-Tekhnicheskikh i Proizvodstvennykh Statei NII Voенno-Topograficheskoi Sluzhby*, 12, 102-109.
- Mandelbrot, B. (1983). *The fractal geometry of nature/ Revised and enlarged edition*. Freeman and Co., Nueva York, 495 p.
- Mark, D. (1983). Automated detection of drainage networks from digital elevation models. *Auto-Carto VI: Proceedings Sixth International Symposium on Computer Assisted Cartography*, 288-298.
- Martonne, E. de (1909). *Traité de Géographie physique*. A. Colin, Paris, 910 p.
- Martz L.W., de Jong, E. (1988). CATCH: A Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 14, 627-640.
- Martz, L.W., Garbrecht, J. (1992). Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computer & Geosciences* 18(6): 747-761.
- Matheron, G. (1969). Le krigeage universel. *Cahiers de Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau*, fasc. 1.
- Matheron, G. (1981). Splines and kriging: their formal equivalence. Down to Earth Statistics: solutions looking for geological problems. Syracuse University, *Geology Contribution*, 8, 77-95.
- Matsuyama, T., Miura, S., Nagao, M. (1983). Structural Analysis of natural textures by Fourier transformation. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 24, 347-362.
- McGee, W.J. (1888a). The geology of the head of Chesapeake Bay. U.S. *Geol. Surv. 7th Annual Report*, 1885(6): 537-646.
- McGee, W.J. (1888b). The classification of geographic forms by genesis. *Nat. Geog. Mag.*, 1, 27-36.

- McLaren, R.A., Kennie, T.J. (1989). Visualization of digital terrain model: techniques and applications. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 79-98.
- Meiseils, A., Raizman, S., Karnieli, A. (1995). Skeletonizing a DEM into a drainage network. *Computer & Geosciences*, 21(1): 187-196.
- Michaud F., Bourgois J., Parrot J.-F., Taud H., Kasser M. (1992a). Tectonic development of the Jalisco Triple Junction (Western Mexico). *AGU, EOS Transactions*, (Spring Meeting, May 1992, Montréal), 306, p. 290.
- Michaud F., Bourgois J., Parrot J.-F., Taud H., Quintero O., Barrier E. (1992b). Interpretación tectónica del punto Triple de Jalisco (oeste de México) a partir del procesamiento de datos de modelos numérico de campo Spot. *Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta, p. 405.
- Michaud F., Bourgois J., Parrot J.-F., Taud H., Kasser M. (1994). Le point triple de Jalisco (Mexique) - évolution tectonique à partir du traitement de données MNT-SPOT, *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Série II: Sciences de la Terre et des Planètes*, 318, 1117-1124.
- Micheletti, N., Chandler J.H., Lane, S.N. (2014). Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure – from – motion photogrammetry using a smartphone. *Earth Surface Processes and Landforms*: 40(4): 473-486.
- Miller, A. (1970). *La piel de la Tierra*, Ed. Alhambra, Madrid, 249 p.
- Miller, C.L., Laflamme, R.A. (1958). The digital terrain model-: Theory and application. *MIT Photogrammetry Laboratory*, 433-442.
- Mitas, L., Mitasova, H. (1988). General variational approach to the interpolation problem. *Computers and Mathematics with Applications*, 16, 983-992.
- Mitasova H., Hofierka J. (1993). Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*, 25, 657-669.
- Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M., Iverson, L.R. (1996). Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International of Geographical Information Systems*, 10, 611-618.
- Mock, S. J. (1971). A Classification Channel Links in Stream Networks, *Water Resour. Res.*, 7(6): 1558–1566.
- Mitasova H., Mitas, L. (1993). Interpolation by regularized spline with tension: I. theory and implementation, *Mathematical Geology*, 25, 641-655.
- Moncada-Maya, J.O., López-López, A. (Coord.) (2016). *Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea*, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 2 tomos.

- Monod, O., Busnardo, R. (1992). Une faune albienne dans la couverture carbonatée de l'arc volcanique de Teloloapan (Gro. Mex.). En: *Table Ronde Européen, Paléontologie et stratigraphie de Amérique Latine*: Toulouse, France, Université de Toulouse, p. 37.
- Moore, I. D. (1992). Terrain analysis programs for the environmental sciences. *Agricultural Systems and Information Technology*, 2, 37-39.
- Moore, I. D., Gallant, J.C., Guerra, L., Kalma, J.D. (1993a). Modeling the spatial variability of hydrological processes using GIS. En: K. Kovar & H.P. Nachtnebel (Eds.), *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 211, 83-92.
- Moore, I. D., Lewis, A., Gallant, J.C. (1993b). Terrain attributes: estimation methods and scale effects. In: A. J. Jakeman, M.B. Beck & M.J. McAleer (Eds.), *Modeling Change in Environmental Systems*, New York, Willey, 189-214.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga A. (1996). *Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*: México, Comisión Federal de Electricidad. México, 27 p.
- Moreno-Chávez, G., Sarocchi, D., Arce Santana, E., Borselli, L., Rodríguez-Sedano, L.A. (2014). Using Kinect to analyze pebble to block-sized clasts in sedimentology. *Computers & Geosciences*, 72, 18-32.
- Motet, S. (1992). Traitements géométriques. *Cours de DEA IGN-ENSG*.
- Naisbitt, J. (1982). *Megatrends: ten new directions transforming our lives*. Warner Books, New York, 197 p.
- Nasir, A.K., Taj, M., Khan M.F. (2016). Evaluation of Microsoft Kinect Sensor for Plant Health Monitoring, *IFAC-PapersOnLine*, 49(16): 221-225.
- Nogami, M. (1995). Geomorphometric measures for digital elevation models. En: Pike R.J. & Dikau R. (Eds.), *Advances in Geomorphometry*, Proceedings of the Walter F.Wood Memorial Symposium. *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.* 101, 53-67.
- Nouwakpo, S.K., Wetz, M.A., McGwire, K. (2015). Assessing the performance of structure-from-motion photogrammetry and terrestrial LiDAR for reconstructing soil surface microtopography of naturally vegetated plots. *Earth Surface Process and Landforms*, 41(3): 308-322.
- Noyola, C., Mering, C., Parrot, J.-F., Collet, B., Vásquez-Salem, L., Ochoa-Tejeda, V. (2003). Geomorphologic features of the Chichinautzin (Mexico) cinder cones by means of a 3D morphological approach. *IAG Regional Geomorphology Conference* (Mexico, oct-nov. 2003).
- Noyola, C., Parrot, J.-F., Mering, C., Fort, M. (2004). Caractéristiques géomorphologiques de cônes de cendre de la Sierra Chichinautzin (Mexique) au moyen de la tomomorphométrie et de la télédétection. *30° International Congress of Geography*, Glasgow, Scotland, United Kingdom.

- O'Gorman, L. (1990). K × K Thinning. *Journal of Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 51(2): 195-215.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344.
- Oliver, M.A., Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographic information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(3): 313-332.
- Ortega, L., Rueda, A. (2010). Parallel drainage network computation on CUDA. *Computers & Geosciences*, 36(2): 171-178.
- Ortiz-Pérez, M.A., Cyphers, A. (1997). La geomorfología y las evidencias arqueológicas en la región de San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz. En: A. Cyphers (Coord.), *Población, subsistencia y medio ambiente en San Lorenzo Tenochtitlán* 31-54, México, IIA-UNAM.
- Ortiz-Hernández, L.E. (1992). *L'arc intra-océanique allochtone Jurassique-Crétacé inférieur du domaine cordillerain mexicain (Guerrero Terrane)*. Grenoble, France, Université J. Fourier, Thèse, 312 p.
- Parrot, J.-F. (2007a). Estudio de la formación de los barrancos provenientes de la erosión regresiva que afecta los flancos de los conos de ceniza recientes de la Sierra Chichinautzin con la ayuda de un Modelo Digital de Terreno de alta resolución., *VII Reunión Nacional de Geomorfología, (CIGA)*. Morelia, 26-29 noviembre de 2007.
- Parrot, J.-F. (2007b). Nuevos parámetros descriptivos de los conos volcánicos. *VII Reunión nacional de Geomorfología, (CIGA)*, Morelia, 26/29 noviembre de 2007.
- Parrot, J.-F. (2007c). Study of volcanic cinder cone evolution by means of high resolution DEMs, *GIS and Environmental Modelling in MODSIM07*, New Zealand, 10-13 December 10-13th, 7 p.
- Parrot, J.-F. (2007d). Tri-dimensional parameterization: an automated treatment to study the evolution of volcanic cones. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*. 3/2007, 247-257.
- Parrot, J.-F. (2009). DEM simulation of petroleum flux extension and diffusion due to pipeline ruptures in Mexico. En: Anderssen, R.S., R.D. Braddock, L.T.H. Newham (Eds.), *MODSIM2009*, 2701-2705.
- Parrot, J.-F. (2012). Aplicación del software FROG V2 en el estudio fractal del espacio geográfico. En: J.A. Quintero (Coord.) *Temas Selectos de Geomática: Métodos y Aplicaciones*, Instituto de Geografía, UNAM, p. 151-181, ISBN: 970-32-2976-X.
- Parrot, J.-F. (2016a). "Generación de Modelos Digitales de Elevación a partir de datos vectoriales. Paquete de módulos ejecutables desarrollados en C++" INDA: 03-2016-103110072200-01.

- Parrot, J.-F. (2016b). Simulaciones: una visión dinámica del espacio geográfico. Capítulo 50 del libro *“Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea”*, Coord. Omar Moncada-Maya y Álvaro López-López, Tomo I, Sección 3, p. 1363-1375.
- Parrot, J.-F., Hernández-Juárez, M., Ramírez-Núñez, C. (2013). The logarithmic slope as a critical geomorphological parameter. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, agosto 27-31, Paris.
- Parrot J.-F., Lyberis, N., Lefauconnier, B., Manby, G. (1993). SPOT multispectral data and digital terrain model for the analysis of ice-snow fields on arctic glaciers. *International Journal of Remote Sensing*, 14(3): 425-440.
- Parrot J.-F., Michaud F., Taud H., Bourgois J. (1992a). Reconstruction de la morphologie avant érosion à partir de MNT SPOT et calcul des volumes érodés associés. Application à la région du graben de Colima (Ouest du Mexique). *14ème Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse 1992, p. 122.
- Parrot J.-F., Michaud F., Taud H., Bourgois J., Kasser, M. (1992b). Reconstruction of a landscape before erosion and estimation of the removed material using Digital Terrain Model (DTM). Application to the Colima Graben area (Western Mexico). *AGU, EOS Transactions*, (Spring Meeting, May 1992, Montréal), 280, p.180.
- Parrot J.-F., Michaud F., Taud H., Bourgois J., Kasser M. (1992c). Reconstruction of morphologic elements using Digital Terrain Model (DTM). Application in an extensional tectonic context (Colima graben, Western Mexico). *AGU, EOS Transactions*, (Spring meeting, mayo 1992), p.1568.
- Parrot, J.-F., Ochoa-Tejeda, V., Lugo-Hubp, J. (2008). 3-dimensional drainage network analysis. A key for geomorphologic studies. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52(2): 237-255.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2016). LiDAR DTM: artifacts and correction for river altitudes. *Investigaciones Geográficas*, 90, 28-39.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C., Lugo-Hubp, J., Zamorano-Orozco, J.J. (2017). Rugosidad tridimensional de volcanes a partir de Modelos Digitales de Terreno. *Primer Congreso Centroamericano de Ciencias de la Tierra y el Mar*.
- Passalacqua, P., Belmont, P., Stanley, D., Simley, J. D., Arrowsmith, J. R., Bode, C. A., Crosby, C., DeLong, S. B., Glenn, N. F., Kelly, S. A., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, D.G., Wasklewicz, T., Wheaton, J. M. (2015). Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: a review. *Earth-Science Reviews*, 148, 174-193.
- Peckham, R.J. Jordan G. (2007). *Digital Terrain Modelling. Development and Applications in a policy support environment*. Springer, 313 p.
- Peet, F.G., Sahota, T.S. (1985). Surface curvature as a measure of image texture. *IEEE Transaction on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 7(6): 734-738.

- Peña-Monné, J.L. (1997). *Cartografía geomorfológica, básica y aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño, 227 p.
- Pentland, A. (1984). Fractal-based description of natural scenes, *IEEE Transactions on pattern analysis machine intelligence*, 6, 661-674.
- Peralta-Higuera, A., Ramírez-Beltrán, M.A. (2016). Los datos Lidar: nuevas interacciones entre la Geografía y las tecnologías avanzadas, p. 341-353. En: Moncada-Maya, J.O., López-López, A. (Coord.). *Geografía de México. Una reflexión espacial contemporánea*, Tomo I.
- Persendt F.C., Gómez C. (2016). Assessment of drainage network extractions in a low-relief area of the Cuvelai Basin (Namibia) from multiple sources: LiDAR, topographic maps, and digital aerial orthophotographs. *Geomorphology*, 260, 35-50.
- Pettier, J.-C., Camillerapp, J. (1993). Segmentation et représentation d'images de traits. [Research Report] RR-2066. <inria-00074606> 71.
- Peulvast, J.-P., Vanney R. (2002). *Géomorphologie structurale (Terre, corps planétaires solides)*. Vol. 2: Relief et géodynamique. GB Science Publ., Paris & Editions BRGM, Orléans, 524 p.
- Philipp, S., Smadja, M. (1994). Approximation of granular textures by quadratic surfaces. *Pattern recognition*, 27(8): 1051-1063.
- Pike, R. J. (2000). Geomorphometry – Diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24, 1-20.
- Pike, R.J. (2002). A bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry). The Quantitative Representation of Topography. *U.S. Geological survey Open-file report: 02-465*.
- Plastock, R. A., Kalley, G. (1987). *Infographie. Cours et problèmes*. Ed. McGraw Hill, Serie Schaum, 285 p.
- Polidori, L. (1991). Validation de modèles numériques de terrain application à la cartographie des risques géologiques. *Thèse en Méthodes Physiques en Télédétection*, Université de Paris 7.
- Polidori L., Chorowicz J., Guillande R. (1991). Description of terrain as a fractal surface, and application to Digital Elevation Model quality assessment. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 57(10): 1329-1332.
- Polkanova, L.P. (1978). O teoriticheskij osnovaj metodiki strikturno geomorfologuicheskijissledovanii. En: *Osnovi metodiki strikturno geomorfologuicheskij issledovanii prineftegazoposkovij rabotaj*. Ed. Niedra, Moscow.
- Pratt, W.K. (1978). *Digital image processing*. Ed. Wiley, New York, 750 p.
- Prasicek, G., Otto, J.-C., Montgomery D.R., Schrott, L. (2014). Multi-scale curvature for automated identification of glaciated mountain landscapes. *Geomorphology*, 209, 53-65.

- Pritchard D.W. (1967). Observation on circulation in coastal plain estuaries, p. 37-44. En: G.H. Lauff, (Ed.). *Estuaries, Am. Assoc. Adv. Sci., Spec. Publ.*, 87.
- Qin R., Tian J., Reinartz P. (2016). 3D change detection – Approaches and applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 122, 41-56.
- Quesada Román, A., Zamorano Orozco, J. J. (2019). Zonificación de procesos de ladera e inundaciones a partir de un análisis morfométrico en la cuenca alta del río General, Costa Rica. *Investigaciones Geográficas*, (99).
- Ramírez-Núñez, C. (2015). Modelación geomorfológica de los meandros del curso bajo del río Coatzacoalcos y la simulación de inundaciones. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Geología Ambiental, Instituto de Geología, UNAM, 194 p.
- Ramírez-Núñez, C., Cyphers, A., Parrot, J.-F., Höfle, B. (2019). Multidirectional interpolation of Lidar data from southern Veracruz: implications for early Olmec subsistence. *Ancient Mesoamerica*, 30(3): 385-398.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. (2014). Flood simulation in the coastal plain of Coatzacoalcos Veracruz (Veracruz, Mexico) using LiDAR. IGARSS 2014, Quebec.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. (2015a). Simulación de inundaciones en la Cuenca baja del río Coatzacoalcos. *Primer Congreso Nacional de Estudiantes de Geomática*. 31 de agosto-3 de septiembre 2015, Guanajuato, México.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. (2015b). Digital Elevation Model of coastal and flood plains obtained from vector data: an alternative method applied to the Coatzacoalcos fluvial plain (Mexico). (Un Modèle Numérique de Terrain des plaines côtières et inondables obtenu à partir de données vectorielles : une méthode alternative appliquée à la plaine fluviale de Coatzacoalcos (Mexique). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2(2), 48-60.
- Ramírez-Núñez, C., Parrot, J.-F. (2016). Lateral flooding associated to wave flood generation on river surface. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, XLI-B2, 353-355.
- Ramírez-Núñez C., Cyphers A., Parrot J. F., Höfle B. (2019). Multidirectional interpolation of Lidar data from southern Veracruz, Mexico: implications for early olmec subsistence. *Ancient Mesoamerica*, 30(3): 385-398.
- Raper J. F. (1989). The 3-dimensional geoscientific mapping and modelling system: a conceptual design. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 11-20.
- Reclus, E. (1868). *La Terre*, Hachette, París, 2 tomos.
- Rieger, W. (1996). Accuracy of slope information derived from DEM-data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 31(B4): 690-695.

- Ries, J.B., Marzoff, I. (2003). Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from remotely controlled blimp. *Catena*, 50(2-4): 309-328.
- Rogers, D. (1988). *Algorithmes pour l'infographie*. McGraw-Hill, 518 p.
- Romero-Hernández, A.K. (2018). *Caracterización geomorfológica del Geoparque Global UNESCO Mixteca Alta, Oaxaca*. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 145 p.
- Rosenberg, P. (1955). Information theory and electronic photogrammetry. *Photogrammetric Engineering*, 21, 543-555.
- Rueda A., Noguera J.M., Martínez-Cruz C. (2013) A flooding algorithm for extracting drainage networks from unprocessed digital elevation models. *Computers & Geosciences*, 59, 116-123.
- Saint-Marc, P., Richetin, M. (1987). Filtrage structurel d'images grises par analyse des courbures principales des surfaces associées. *Traitement du signal*, 4(5): 411-427.
- Salinas-Prieto, J.C. (1994). *Etude Structurale du Sud-ouest mexicain (Guerrero)*: Orleans, Francia, Université d'Orléans, Thèse, 211 p.
- Sallee, J., Meier, L.R. (2010). Kite aerial photography as a tool for remote sensing. *Journal of Extension*, 48(3), núm.3.
- Sampson, C.C., Fewtrell, T.J., Duncan A., Shaad K., Horritt M.S., Bates P.D. (2012). Use of terrestrial laser scanning data to drive decametric resolution urban inundation models. *Advances in Water Resources*, 41: 1-17.
- Sarkar, N., Chaudhuri, B.B. (1994). An efficient differential box-counting approach to compute fractal dimension of image. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, 24(1): 115 –120.
- Sasaki, Y., Shibusawa, S., Negishi, H., Tokui, Y., Takemoto, A. (2013). Development of Agricultural Work Automatic Record System by Using Kinect for Tacit Knowledge Extraction, *IFAC Proceedings Volumes, 5th IFAC Conference on Bio-Robotics*, 46(4): 378-383.
- Schelske C.L., Odum E.P. (1962). Mechanisms maintaining high productivity in Georgia estuaries. *Proc. Gulf Caribb. Fish. Inst.*, 14, 75-80.
- Schetselaar, E.M. (1995). Computerized Field-data capture and GIS analysis for generation of cross sections in 3-D perspective views. *Computer & Geosciences*, 21(5): 687-701.
- Schumm, S.A. (1956). The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67, 597-646.
- Schweizer, P. (1987). Infographie, Vol. I y II, Ed. Presses Polytechniques romandes.
- Secretaría de Gobernación, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres (2012). *Características e impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana en el año 2010*, 639 p.

- Seemuller, W.W. (1989). The extraction of ordered vector drainage networks from elevation data. *Computer Vision Graphics Image Processing*, 47, 45-58.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2003). *Carta Geológico-Minera Mexicali I11-12*, Baja California y Sonora, escala 1:250,000.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2004). *Carta Geológico-Minera Coatzacoalcos E15-1-4*, Veracruz, Oaxaca y Tabasco, escala 1:250,000.
- Shary, P.A., Sharaya, L.S., Mitusov, A.V. (2002). Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma* 107(1-2), 1-32.
- Shreve, R.L., (1966). Statistical law of stream numbers. *Journal of Geology*, 74, 17-37.
- Smith, T.R., Zhan, C., Gao, P. (1990). A knowledge-based, two-step procedure for extracting channel networks from noisy DEM data. *Computer & Geosciences*, 16(6): 777-786.
- Spiridionov, A. I. (1985). *Gueomorlogicheskie kartrovaniye*. Ed. Niedra, Moscow.
- Spooner, C.S. Jr., Dossi, S.W., Misulia, M.G. (1957). Let's go over the hill – Potential benefits of profile scanning the stereo-model. *Photogrammetric Engineering*, 23, 909-920.
- Stepanov, I.N., Abdunazarov, U.K., Brynskikh, M.N., Deeva, N.F., Ilyina, A.A., Peido, L.P. (1984). Temporal guide for compilation of large – and medium scale – maps of Relief Plasticity Pushchino, USSR: Biological Research Centre Press, 20 p.
- Strahler, A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 913-920.
- Strahler, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: Chow, V.T., (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, Nueva York, 4-76.
- Talavera-Mendoza, O. (1993). Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional) : Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines, *Thèse*, Université Joseph Fourier-Grenoble I, France, 462 p.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Martínez, M., Salinas-Prieto, J.C., Campa, M. (1992). Petrology and geochemical affinities of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous island arc sequences of central-southern Mexico. *14° Réunion Sciences de la Terre*, Toulouse, France, p. 147 (abstract).
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water resources research*, 33(2): 309-319.
- Tarboton, D.G, Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, 81-100.

- Tarboton D.G., Wasklewicz, T., Wheaton J.M. (2015). Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscape. A review. *Earth-Science Reviews*, 148, 174-193.
- Taud, H., Parrot, J.-F. (2005). DEM roughness measurement by local fractal dimension. *Géomorphologie*, 4, 327-338.
- Taud, H., Parrot, J.-F., Álvarez, R. (1999). DEM generation by contour line dilation. *Computers & Geosciences*, 25, 775-783.
- Teal, J.M. (1962). Energy flow in the salt marsh ecosystem of Georgia. *Ecology*, 43(4): 614-624.
- Thornbury, W.D. (1958). *Principios de Geomorfología*. Ed. Kapelusz, Buenos Aires.
- Trvisani, S. Rocca, M. (2015). MAD: robust image texture analysis for applications in high resolution geomorphometry. *Computers & Geosciences*, 81, 78-92.
- Tribe, A. (1992). Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: A review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139, 263-293.
- Tricart, J. (1972). Cartographie géomorphologique, *Mémoires et Documents, cartographie géomorphologique, travaux de la R.C.P. 77*, Editions du centre de la Recherche Scientifique, Paris.
- Tsai, V. (1993). Fast topological construction of Delaunay triangulation and Voronoï diagrams. *Computer & Geosciences*, 19(10): 1463-1474.
- United Nations Committee of Experts on Global Geospatial Information Management (UN-GGIM) (2015). *Future trends in geospatial information management: the five to ten-year vision*. Segunda edición, 43 p.
- Vakhtin, B. (1930). On the determination of mathematical characteristics of topography, *Geodezist*, 2-3, 7-16.
- Van Driel, J.N. (1989). Three-dimensional display of geologic data. En: *Three-Dimensional applications in Geographic Information Systems*, Ed. J. Raper, Taylor & Francis, London, 1-10.
- Vaze, J., Teng, J. (2010) Impact of DEM accuracy and resolution on topographic indices. *Environmental Modelling & Software*, 25(10): 1086-1098.
- Verstappen H., R.A. van Zuidam (1991). *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos*, ITC, Publication 10, Enschede, Países Bajos.
- Verstappen, H.T., Zuidam, R.V., Meijerink, A.M. J., Nossin, J.J. (1991). *El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos: una base para la evaluación de recursos y riesgos naturales* (Núm. 10). Enschede: ITC.
- Voiron, C. (1995). Analyse spatiale et analyse d'images. *Reclus*, 190 p.
- Voronoi, M. G. (1908). Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. *Journal Reine Angew. Math.*, 134, 198-287.

- Watson, D.F. (1992). *Contouring: a guide to the analysis and display of spatial data*. Oxford: Pergamon, 340 p.
- Watson, D.F. (1981). Computing the n-dimensional Delaunay tessellation with application to Voronoi polytopes. *The computer Journal*, 24(2): 167-172.
- Watts, A.C., Ambrosia V.G., Hinkley, E.A. (2012). Unmanned aircraft systems in remote sensing and scientific research: classification and considerations of use. *Remote Sensing*, 4, 1671-1692.
- Wechsler, S. (1999). Digital Elevation Model (DEM) Uncertainty: Evaluation and Effect on Topographic Parameters, *ESRI User Conference 1999 Proceedings*, San Diego, CA, Julio, 1999.
- Wechsler, S. (2000). *Effect of DEM uncertainty on topographic parameters, DEM scale and terrain evaluation*. State University of New York, College of Environmental Science and Forestry. Syracuse, New York, USA (Ph.D. Thesis).
- Weinberg, B.P. (1934). Experience of mathematical definition of geomorphological concepts and mathematical characterization of geomorphic peculiarities. En: *Proceedings of the 1st All-Union Geographical Congress*, 11-18 April 1933, Leningrad, USSR, Leningrad: State Geographical Society, vol. 3, 126-135.
- Weiss, U., Biber, P., Laible, S., Bohlmann, K., Zell, A. (2010). Plant species classification using a 3D LIDAR sensor and machine learning. In *Machine Learning and Applications (ICMLA), 2010 Ninth International Conference on IEEE*, 339-345.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 136-156.
- Williams R. (2012). *DEMs of difference. Geomorphological Techniques*, 2(3.2), British Society for Geomorphology.
- Wilson, J.P., Gallant, J.C. (2000). *Terrain Analysis. Principles and Applications*. John Wiley & Sons, New York, 479 p.
- Woo, M., Neider J., Davis, T. (1997). *OpenGL programming Guide*, Segunda Edición, Addison Wesley Developers Press, 650 p.
- Wood, C.A. (1980). Morphometric analysis of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4): 137-160.
- Wood, J. (1996). *The geomorphological characterization of digital elevation models*. Ph.D. Thesis. University of Leicester, England, 193 p.
- Wu, S., Li J., Huang, G.H. (2008). A study on DEM-derived primary topographic attributes for hydrologic applications: sensitivity to elevation data resolution. *Applied Geography*, 28(3): 210-223.
- Xie, H., Wang, J.-A. (1999). Direct fractal measurement of fracture surfaces. *International Journal of Solids and Structures*, 36(20): 3073-3084.

- Yañez A. (1987). Lagunas costeras y estuarios: cronología, criterios y conceptos para una clasificación ecológica de sistemas costeros. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, XXXIX: 1-54.
- Yoshivama, A. (1994). Relationship between channel slope and topographic parameters of drainage basins. *Geogr. Review of Japan*, 67, 794-802.
- Young, M. (1978). Statistical characterization of altitude matrices by computer. Terrain analysis: program documentation. *Report 5 on grant DA_ERO-591-73-g0040*, Durham, England: Department of Geography, University of Durham, 18 p.
- Yu, L. Porwal, A. Holden, E.J., Dentith, M.C. (2012). Towards automatic lithological classification from remote sensing data using support vector machines. *Computers & Geosciences*, 45, 229-239.
- Yuan, L.P., Vanderpool, N. L. (1986). Drainage network simulation. *Computers & Geosciences*, 12(5): 653-665.
- Yue H., Chen W., Wu X., Liu J. (2014). Fast 3D modeling in complex environments using a single Kinect sensor, *Optics and Lasers in Engineering*, 53, 104-111.
- Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47-56.
- Zhang, K., Chen, S.-C., Whitman, D., Shyu, M.-L., Yan, J., Zhang, C. (2003). A progressive morphological filter for removing non-ground measurements from airborne LIDAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4): 872-882.
- Zhang, K., Whitman, D. (2005). Comparison of three algorithms for filtering airborne Lidar data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 71(3): 313-324.

Módulos ejecutables y Software

Con el fin de no saturar la lista bibliográfica que acompaña a este libro con referencias relativas a los distintos programas mencionados en el texto, desarrollados y actualizados para la elaboración de este trabajo, hemos decidido separar esas referencias técnicas de la lista bibliográfica *stricto sensu* y hacer una lista específica de los programas que, por otro lado, se agruparon en el “manual del usuario” adjunto.

Esta lista consta de dos partes: la primera corresponde a los módulos ejecutables que han sido desarrollados en C++ en el entorno MS-DOS, la segunda corresponde a la serie de software desarrollados en el entorno Windows utilizando Borland C++, serie de software que fueron registrado por INDAUTOR.

a) Módulos ejecutables

- Parrot, J.-F. (1993). Miel. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2002a). Gorman. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2002b). Rio4. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2003a). Brod5_mx. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2003b). Dem_resamp. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2003c). Extract. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2003d). Net_curve2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2003e). Surface2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2004a). Extract_courbes4. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2004b). Geol_Plan. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2004c). Net_curv_final. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2004d). Param_vol4. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2005a). Fast_Ilum. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2005b). Sombra. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2005c). Sum_dxf_v2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2005d). Transf_dxf_v2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2006a). Dif_dem. Módulo ejecutable MS-DOS.

- Parrot, J.-F. (2006b). Dif_dem_3D_Roughness. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2006c). Dif_dem_3D_V2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2006e). Sum_cn_ha_dxf. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2008). Stream_Order. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2009). Log_Slope. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2012a). Hiatus. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2012c). Newmiel_v2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2012f). Sum_jfp. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2012g). Transf_ha_dxf_jfp. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2012h). Transf_jfp_extract. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2013a). Cloud_sorting_xyz. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2013b). Transf_ascii_xyz_dem_lidar_v2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2014e). Transf_dif_dxf_jfp. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2018a). Dem_Mask. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2018b). xyz_stick. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2020). New_Dissec. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F. (2020). Terrain_Analysis. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Taud, H. (1997). Dilat_Curves. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2012). Crear_tabla. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2013a). New_Fractal_Drainage_Analysis_V2. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2014a). RMS_Error. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2014b). RMS_Roughness. Módulo ejecutable MS-DOS.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2014c). RMS_Slope. Módulo ejecutable MS-DOS.

a) Software

- Parrot, J.-F. (2006d). Software TLALOC (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation) INDA: 03-2006-092112451400-01.
- Parrot, J.-F. (2011b). Manual del Software PINS_V2. INDA: 03-2011-120112023500-01.
- Parrot, J.-F. (2011d). Software EXTRACT_V2. INDA:03-2011-120112005800-01
- Parrot, J.-F. (2011e). Software PINS_V2. INDA: 03-2011-120112023500-01.
- Parrot, J.-F. (2012b). Manual del Software DEMONIO (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) INDA: 03-2012-120612205000-01.
- Parrot, J.-F. (2012d). Software DEMONIO (Digital Elevation Models Obtained by Numerical Interpolating Operations) INDA: 03-2012-120612205000-01.

- Parrot, J.-F. (2012e). Software TLALOC_V2 (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation) INDA: a registrar
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2013b). Manual del Software TACO (Tortuosity And Confluent Organization). INDA: 03-2013-111212561200-01.
- Parrot, J.-F., Ramírez-Núñez, C. (2013c). Software TACO (Tortuosity And Confluent Organization). INDA: 03-2013-111212561200-01.
- Parrot, J.-F. (2013d). Manual del Software TLALOC (Tridimensional Landscape Analysis and Local Operating Computation) INDA: 03-2006-092112451400-01.
- Parrot, J.-F. (2014a). Manual del software DENSITY_V2. INDA: 03-2014-022712222200-01.
- Parrot, J.-F. (2014b). Manual del software FROG_V2 (Fractal Research On Geosciences, Version 2). INDA: 03-2014-022712194900-01.
- Parrot, J.-F. (2014c). Software DENSITY_V2. INDA: 03-2014-022712222200-01.
- Parrot, J.-F. (2014d). Software FROG_V2. (Fractal Research On Geosciences, Version 2). INDA: 03-2014-022712194900-01.
- Parrot, J.-F. (2019a). Manual del software BINAR_L8_V2. INDA: a registrar
- Parrot, J.-F. (2019b). Software BINAR_L8_V2. INDA: a registrar
- Parrot, J.-F. (2019c). Software EXTRACT_SPECIAL_TIF. INDA: a registrar

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano, fue editado por el Instituto de Geografía, de la Universidad Nacional Autónoma de México. Corrección de estilo: Raúl Marcó del Pont Lalli. Formación de galeras: Deyanira Balles-teros Bonola y Laura Diana López Ascencio.

Geomorfología tridimensional para el análisis del relieve mexicano

J.-F. Parrot,
J. Lugo-Hubp,
C. Ramírez-Núñez
J.J. Zamorano-Orozco

El análisis tridimensional de la superficie de la Tierra representa una herramienta poderosa para estudiar de manera objetiva el relieve mexicano. Los avances actuales de la informática, la viabilidad del almacenamiento de la información digital y la disponibilidad de varios tipos de datos satelitales permite tomar en cuenta nuevos acercamientos científicos. En esta investigación se desarrollaron programas y software originales de tipo geomorfológico para generar modelos digitales de elevación a partir de datos vectoriales y nube de puntos y se ponen aquí a la disposición de toda la comunidad científica y estudiantil.

ISBN 978-607-587-005-2

