

Análisis morfométrico cuantitativo para la caracterización tectónica del norte de Túnez

Miquel Camafort Blanco

César Rodríguez Ranero

Eulàlia Gràcia Mont

María Ortuño Candela

**Máster de Recursos Minerales y Riesgos Geológicos
Especialidad: Riesgos Geológicos**

Julio 2015



B Universitat de Barcelona



**Universitat Autònoma
de Barcelona**

Análisis morfométrico cuantitativo para la caracterización tectónica del norte de Túnez

M. Camafort

Abstract

Northern Tunisia is characterized by low deformation rates and low to moderate seismicity. Although instrumental seismicity reaches maximum magnitudes of Mw 5.5, some historical earthquakes were described with catastrophic consequences in this region. Aiming to improve our knowledge of active tectonics in Tunisia, we carried out a quantitative morphometric analysis in the northwestern region. We applied different morphometric indices, like river profiles, knickpoint analysis, curves and hypsometric integrals and drainage pattern anomalies in order to differentiate between zones with high or low recent tectonic activity. These indices allow identifying uplift and subsidence zones, which we relate to fault activity. A selected sector was studied with a field campaign to test the results obtained with the quantitative analysis. During the field work we identified geological evidence of recent activity and a considerable seismogenic potential along El Alia-Teboursouk (ETF) and Dkhila (DF) faults. Geological evidence include fluvial terraces folded by faults, striated pebbles, wind gaps, clastic dikes, sand volcanoes, coseismic cracks, etc. To estimate the seismic potential of this region and obtain a first seismic hazard estimation, we interpreted fault segmentation affected by a potentially coseismic rupture. Then, we calculated earthquake magnitude expected for each segments using two empirical equations, which relate rupture length and maximum magnitude. Magnitude for each entire fault was also calculated to provide an upper bound. Our study provides evidence of active tectonics in this region, with potential magnitudes ranging from Mw 6 to 7.8. Although not reflected in the instrumental seismicity, our results support an important seismic hazard, evidenced by the several active tectonic structures identified and the two seismogenic faults described. The ETF fault could be responsible of one of the most devastating historical earthquakes in northern Tunisia that destroyed Utique in 412 A.D.

Palabras clave: Tectónica activa, Índices morfométricos, Geomorfología Tectónica, Norte de Túnez

Keywords: Active Tectonics, Morphometric Indices, Tectonic Geomorphology, Northern Tunisia

1. Introducción

En regiones con actividad tectónica baja a moderada, el análisis del relieve resulta una herramienta óptima para detectar y caracterizar la tectónica activa (e.g. Pérez-Peña *et al.*, 2010; Giaconia *et al.*, 2012a). Los análisis cuantitativos de la geomorfología son útiles para investigar el impacto de la actividad tectónica sobre el paisaje de una región y su relieve. La morfometría es la técnica que cuantifica el relieve y que permite comparar objetivamente distintas zonas para identificar esta actividad (Keller & Pinter, 2002). En la última década, este análisis se desarrolla principalmente mediante el análisis SIG (Sistemas de Información Geográfica) de los modelos digitales de elevaciones (DEM). Existen varios índices morfotectónicos desarrollados con el objetivo de cuantificar procesos tectónicos activos, y de identificar zonas que estén levantándose o subsidiendo debido al movimiento de fallas activas y sus pliegues asociados.

El objetivo del presente trabajo es hacer un estudio morfométrico de la topografía del sector noroccidental de Túnez (Figura 1) para mejorar el conocimiento de la actividad tectónica en esta región, ya que es una zona donde la deformación

reciente está poco estudiada y donde el riesgo sísmico asociado a fallas no está estimado. Así mismo, se pretende identificar alguna estructura sismogénica y valorar su potencial sísmico mediante trabajo de campo y análisis estructural y geomorfológico. Con estos objetivos y siguiendo los dominios estructurales de Túnez propuestos por Peña & Abdelsalam (2006), la zona de estudio se define tal y como muestra el polígono negro de la Figura 2.

La sismicidad en la zona se considera de leve a moderada y de baja magnitud (Gueddiche *et al.*, 1998) con una sismicidad instrumental durante el periodo 1920-2010 con magnitudes registradas de entre 2 y 5,5 (Ksentini & Romhdane, 2014). Sin embargo, ruinas árabes y romanas muestran indicios de actividad sísmica considerable, con constancia de algunos terremotos devastadores (Bahrouni *et al.*, 2014), como el de Utique en el año 412 A.D. (Mejri *et al.*, 2010), con fracturas cósmicas en el suelo y réplicas durante una semana, el de Túnez capital del año 856 A.D., con 45.000 víctimas y con una magnitud momento (Mw) estimada de 6,8 y el de 1758 A.D. también en la capital, con muchas casas destruidas y miles de víctimas (Ksentini & Romhdane, 2011; 2014).

Considerando los objetivos presentados anteriormente, en este trabajo se han utilizado varios índices morfométricos para identificar zonas tectónicamente activas. Se han calculado índices morfométricos (perfiles longitudinales de los ríos normalizados, análisis de *knickpoints*, curvas e integrales hipsométricas y anomalías de la red de drenaje) para 33 cuencas seleccionadas del norte de Túnez, que han ayudado a discriminar entre zonas con más o menos actividad tectónica reciente. Además, se han podido identificar fallas potencialmente activas y que se interpretan por los índices obtenidos como responsables del levantamiento o subsidencia de bloques tectónicos.

Posteriormente, los resultados del análisis cuantitativo del relieve en un sector escogido se han verificado con observaciones de campo. Estas observaciones incluyen fallas, capturas fluviales, *wind gaps*, terrazas colgadas, terrazas plegadas y estructuras cosísmicas entre otras. El trabajo de campo ha permitido corroborar los resultados del análisis morfométrico cuantitativo, con el que se han identificado dos fallas con evidencias de ser activas y con un potencial sismogénico significativo.

Una vez identificadas estas fallas, se han calculado las magnitudes máximas esperadas mediante los métodos de Wells & Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008) (en Stirling *et al.*,

2013) para tener una estimación del potencial sísmico de la región y así obtener una primera aproximación a la peligrosidad sísmica de este sector noroccidental de Túnez.

2. Situación geológica

El Norte de Túnez se puede dividir en dos dominios estructurales principales. El dominio del Tell, situado al Noroeste (Figura 1), se caracteriza por sedimentos de tipo flysch del mar Tethys con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Terciario. Estos materiales se encuentran cabalgando las unidades externas del paleomargen del norte del Magreb que constituyen el dominio del Atlas, con materiales desde el Triásico hasta el Neógeno (Melki *et al.*, 2010; 2011). Después de periodos de extensión y rifting iniciados a principios del Paleozoico, en el Cretácico tardío comenzó la orogenia alpina como consecuencia de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, que resultó en la generación del cinturón orogénico del norte de África, entre otros. Esta orogenia causó el levantamiento de las cordilleras del Atlas, Apeninos y Béticas (Melki *et al.*, 2012). Estos dominios definidos en Túnez constituyen la prolongación oriental del cinturón orogénico del norte de África y de la cordillera del Atlas (Lamotte *et al.*, 2010).

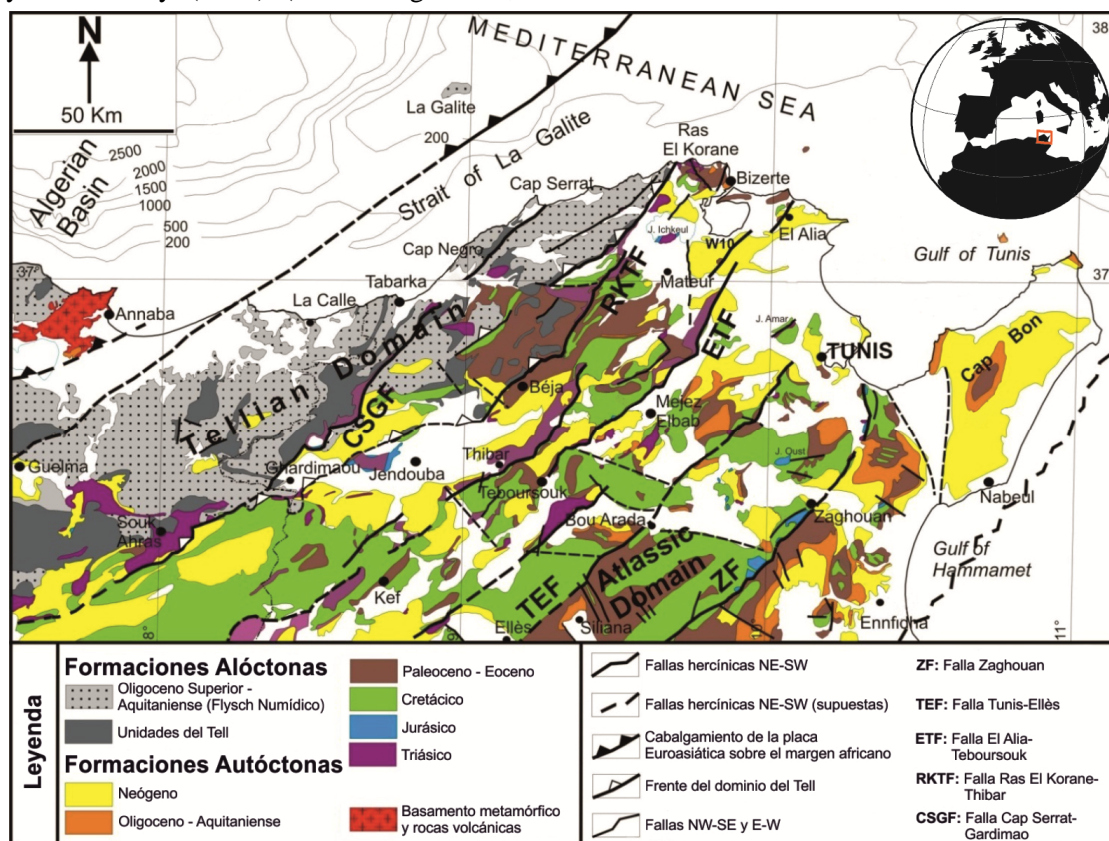


Figura 1. Mapa geológico del norte de Túnez. El polígono rojo muestra la situación de la figura en el mundo. Modificado de Melki *et al.* (2012).

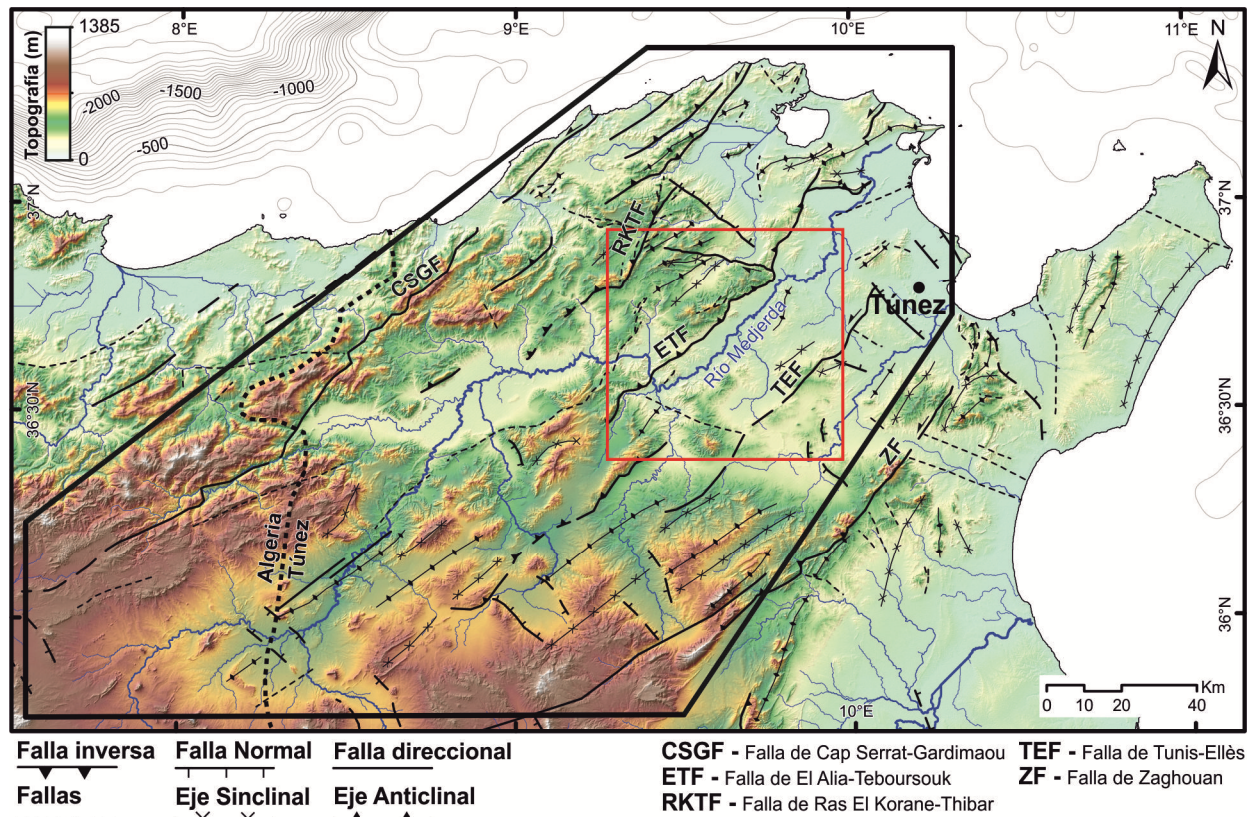


Figura 2. Mapa tectónico del norte de Túnez. Las principales estructuras de acortamiento y la red de drenaje han sido representadas. En el polígono negro se localiza la zona de estudio. Realizado con datos de Melki *et al.* (2012), Bahrouni *et al.* (2014) y Rabaute & Chamot-Rooke (2015), además de la propia interpretación morfotectónica. En el recuadro rojo se muestra la situación de la Figura 12.

2.1. Estratigrafía

Las litologías que caracterizan el norte de Túnez son diversas, y tal y como se define en Melki *et al.* (2012) (Figura 1), estratigráficamente se pueden agrupar en:

Facies del Triásico. Se acostumbran a presentar en contacto discordante con el resto de formaciones del Norte de Túnez y suelen actuar como material de despegue de los cabalgamientos. Estas facies se caracterizan por tener un aspecto caótico y estar formadas por yesos, arcillas, carbonatos y facies arenosas multicolores.

Facies del Jurásico. Suelen ser facies marinas profundas caracterizadas por series calcáreas con algunas intercalaciones margosas.

Facies del Cretácico. Estas facies cubren de forma extensa el norte de Túnez y litológicamente se componen de margas fosilíferas y arcillas con intercalaciones de calcáreas micríticas, areniscas y cuarcitas, sedimentadas en un contexto de subsidencia marina.

Facies del Paleoceno-Eoceno. Las facies paleocenas suelen encontrarse en numerosas localidades del norte de Túnez en forma de paquetes arcillosos de color marrón. Estos depósitos arcillosos constituyen una sucesión en la

que también aparecen alternancias de margas y calcáreas. Las facies Eocenas se encuentran representadas por series carbonatadas del Eoceno Inferior que suelen dar relieves positivos por encima de series más blandas formadas por litologías arcilloso-margosas.

Facies del Oligoceno-Aquitaniense. Durante este periodo se depositó la sucesión del noroeste del *Flysh* numídico, que se caracteriza por una gruesa unidad alóctona de turbiditas que incluyen arcillas en la base y areniscas y pizarras a techo. Por otro lado, en todas las cuencas localizadas en el sureste del norte de Túnez se encuentran facies arenosas, arcillosas y carbonatadas depositadas durante este periodo y que indican un ambiente deposicional marino de aguas someras.

Facies del Neógeno. Durante la primera mitad del Neógeno, en el Mioceno, en la zona del Golfo de Túnez se depositaron unas importantes barras de calizas por encima de unos conglomerados que indican el inicio de un periodo de mayor transgresión. Por encima se encuentran formaciones compuestas por arcillas, limos y ocasionalmente calcarenitas en la base y margas y sales a techo. Al este de Túnez, durante este periodo se depositaron arcillas verdes marinas de aguas profundas ricas en microfauna. Por encima de éstas se depositaron series regresivas

continentales. En las zonas costeras se encuentran facies de ambientes de plataforma interna con arcillas y areniscas. En la segunda mitad, en el Plioceno, al este se encuentran depósitos marinos con base arcillosa con cambio lateral de facies a arenas ricas en fósiles. Por otro lado, al oeste se encuentran arcillas, arenas y areniscas de facies continentales que pasan a series arenosas en el Plioceno superior.

Facies del Cuaternario. Los depósitos cuaternarios que se encuentran en las zonas bajas del actual relieve del norte de Túnez. Presentan facies continentales de tipo arcilla, arenas y limos y en las costas del este y norte de Túnez se encuentran también facies marinas y eólicas.

2.2. Marco estructural

Las principales estructuras del norte de Túnez son grandes fallas inversas con componente siniestra y orientación NE-SO, además de sus pliegues asociados (Figura 2). Estas fallas suelen afectar materiales Triásicos generando relieves positivos que evidencian el alineamiento principal NE-SO de la topografía de la región. Las cinco fallas principales de oeste a este son: Cap Serrat-Gardimaou, Ras El Korane-Thibar, El Alia-Teboursouk, Tunis-Ellès y Zaghouan (Melki *et al.*, 2012). Además, también se presentan fallas direccionales dexas conjugadas y fallas normales con orientaciones NO-SE (Zargouni, 1978; Melki *et al.*, 2010). En cuanto a la deformación, el estadio actual que empezó en el Plioceno Superior, está relacionado con el movimiento relativo hacia el noroeste de la placa de Nubia hacia Eurasia (Figura 3). Este proceso está acentuando el levantamiento del Atlas y la reactivación de fallas preexistentes (McClusky *et al.*, 2003; Goes *et al.*, 2004.). Las fallas ENE-OSO se han reactivado con un movimiento inverso con componente dextro y las fallas orientadas NE-SO presentan una componente inversa. A la vez, esta reactivación ha generado también nuevos pliegues de dirección NE-SO (Mejri *et al.*, 2012; Alyayaoui & Zouari, 2014).

2.3. Marco geomorfológico

El rasgo geomorfológico más evidente del norte de Túnez es la lineación de dirección preferente NO-SE de los relieves positivos de la zona, así como también de los valles y como consecuencia de los cursos fluviales (Figura 2). Aun así, la red de drenaje suele mostrar un patrón rectangular y cambios bruscos en las direcciones de los ríos que se pueden deber tanto a límites

litológicos mayores como a los efectos de la tectónica reciente (e.g. Matos *et al.*, 2014). El río Medjerda es el principal que cruza la zona de estudio y recorre 250 km desde el norte de Algeria hasta el Golfo de Túnez siguiendo la dirección preferente SE-NO aunque también experimentando cambios bruscos de la dirección siguiendo este patrón rectangular.

En la zona de estudio, la cota más alta es de 1385 m y los pendientes medios son de 6.32°, coincidiendo con los paisajes suaves y poco abruptos de la región. El paisaje es principalmente fluvial, con ríos que acostumbran a presentar morfologías meandriformes y zonas cuya geomorfología está condicionada por el desarrollo de grandes zonas lacustres.

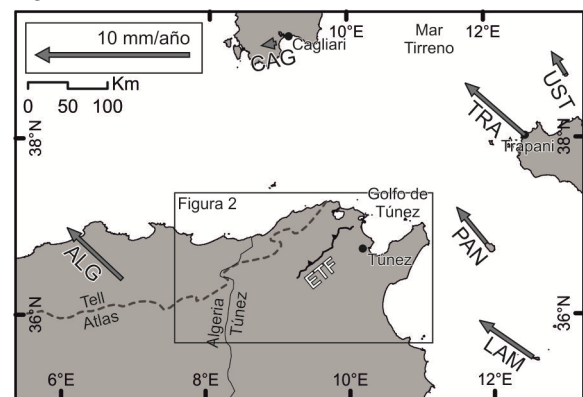


Figura 3. Convergencia NO-SE de Nubia relativa a Eurasia en la zona de Túnez y alrededores. Vectores determinados mediante mediciones GPS (McClusky *et al.*, 2003; Goes *et al.*, 2004). Se representa también la falla El Alia-Teboursouk (ETF) como referencia de las estructuras del norte de Túnez.

3. Metodología

En el presente estudio se han aplicado varios análisis morfométricos para caracterizar la actividad tectónica reciente del norte de Túnez. En primer lugar, se han escogido las cuencas de estudio y posteriormente se han calculado los perfiles longitudinales de los ríos, se han analizado los *knickpoints*, se han calculado las curvas e integrales hipsométricas y se ha realizado un análisis de anomalías de la red de drenaje. Posteriormente, se han llevado a cabo trabajos de campo durante 10 días en la región, que han ayudado a comprobar y complementar algunos de los resultados obtenidos mediante el método morfométrico. Finalmente, se han utilizado dos relaciones empíricas para el cálculo del potencial sísmico máximo (magnitud momento, M_w) esperado por determinadas fallas.

3.1. Morfometría

La morfometría se define como la medición cuantitativa del paisaje, que permite la comparación objetiva de las distintas morfologías, (Keller & Pinter, 2002), y es una de las herramientas principales de la geomorfología tectónica. “*La esencia de la geomorfología tectónica es la inexorable competición entre los procesos tectónicos que tienden a generar topografía y los procesos superficiales que tienden a erosionarla*” (Burbank & Anderson, 2011) y es por eso, que la mayor parte de los índices desarrollados en la bibliografía principalmente analizan el efecto de la erosión hídrica sobre la superficie, ya que el agua es uno de los principales agentes erosivos y modeladores de ésta. De este modo, el primer paso a seguir en un estudio morfométrico es la selección de las cuencas hidrográficas a analizar (ver apartado 3.1.1).

3.1.1. Cálculo de la red de drenaje y obtención de las cuencas de estudio

El análisis morfométrico de las cuencas de la zona del norte de Túnez se ha llevado a cabo mediante el DEM SRTM30 elaborado por la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) y la *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) de los Estados Unidos. Este DEM cubre prácticamente la totalidad de la superficie terrestre (80%, entre 60°N y 56°S) y tiene un paso de malla de 1 arcosegundo (aproximadamente 30m), con un error relativo vertical lineal de menos de 10m y un error circular relativo de geolocalización inferior a 15m (Farr *et al.*, 2007; disponible en <http://earthexplorer.usgs.gov/>). Una vez obtenidas las distintas hojas para la zona de estudio, se ha realizado un mosaico de todas y se ha proyectado en coordenadas UTM (huso 32) mediante el *software* ArcGIS. El primer paso para el análisis morfométrico ha sido la extracción de la red de drenaje de la zona de estudio, y para ello se han utilizado las herramientas disponibles dentro del paquete *hydrology* de ArcGIS. Una vez obtenida la red de drenaje de la zona, se han extraído los ríos principales de orden igual o superior a 3 siguiendo la clasificación de Strahler (1952a), y posteriormente se han extraído las cuencas hidrográficas correspondientes a cada río.

3.1.2. Perfiles longitudinales de los ríos

Los perfiles longitudinales de los ríos son la representación de la topografía a través de la traza del río y se pueden interpretar como el resultado del balance entre los procesos erosivos del lecho y el levantamiento tectónico (e.g. Pérez-Peña *et al.*,

2010). La forma de los perfiles en ausencia de tectónica activa suele ser más cóncava y se relaciona con la edad del río (los perfiles cóncavos representan el equilibrio entre las condiciones climáticas, la velocidad de levantamiento tectónico y los procesos erosivos) y cualquier desviación de este perfil de equilibrio sugiere la presencia de rocas resistentes en el sustrato o de actividad tectónica a lo largo del río (e.g. Matos *et al.*, 2014).

Para hacer un análisis comparativo de las distintas cuencas de la zona de estudio se ha procedido a normalizar los perfiles longitudinales de los ríos siguiendo el método propuesto por Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2009). En este tipo de análisis se normalizan los perfiles para poder comparar de forma directa ríos con distintas longitudes y distintos valores absolutos de altitud.

Para determinar que perfiles están más o menos cerca del equilibrio, se han extraído los siguientes parámetros morfométricos de cada perfil: el factor de concavidad (Cf), la concavidad máxima (MaxC) y la distancia a la cabecera de la concavidad máxima (dL) (ver perfil de la cuenca 1 en la Figura 5). Estos parámetros muestran las desviaciones de los perfiles normalizados obtenidos respecto al perfil de equilibrio. Los valores del factor de concavidad (Cf) están expresados en porcentajes y corresponden al valor del área que hay entre el perfil normalizado y la línea recta que conecta la cabecera de la cuenca con el punto de desagüe, mientras que la concavidad máxima (MaxC) representa la máxima elevación entre el perfil del río normalizado y la misma línea recta. Idealmente, perfiles normalizados de ríos con altos valores de Cf y MaxC cerca de la cabecera (valores de dL próximos a 0) son característicos de perfiles cóncavos cercanos al perfil de equilibrio mientras que los perfiles convexos son característicos de zonas donde se está produciendo un levantamiento tectónico (e.g. Pérez-Peña *et al.*, 2010).

Otro aspecto a analizar sobre los perfiles longitudinales de los ríos son los cambios bruscos de pendiente o cambios en la tendencia de los pendientes comúnmente conocidos como *knickpoints* (Kirby & Whipple, 2012). Crosby & Whipple (2006) definen a los *knickpoints* como la porción de río que limita entre la topografía del canal relicto y la del canal reajustado. Éstos se forman por la influencia de la tectónica, de la historia climática de la cuenca o de la litología. Debido a esta variedad de procesos, el estudio de la clase de *knickpoints* encontrada es primordial y se debe comparar con datos litológicos o con otros

análisis, para así discriminar entre los distintos tipos. En el caso del presente estudio, el interés se centrará en identificar los *knickpoints* de tipo tectónico, ya que serán los que darán información sobre la presencia de fallas activas en la zona. Este estudio para determinar la naturaleza de los *knickpoints* se ha llevado a cabo mediante el análisis de la posición de éstos respecto a mapas geológicos (mapa geológico de Túnez a escala 1:500.000 y mapas regionales de Túnez a escala 1:50.000, Service Geologique National, 1985) y analizando las pendientes de los perfiles aguas arriba y aguas abajo de cada *knickpoint*. A los *knickpoints* que marcan cambios de pendiente en los perfiles longitudinales se les atribuye un origen tectónico, mientras que los que no presentan estos cambios de pendiente se les atribuyen factores diversos (Kirby & Whipple, 2012). También se ha llevado a cabo un análisis cualitativo del DEM para interpretar la naturaleza de los *knickpoints* y analizar el posible ruido del modelo a lo largo de los perfiles, así como para verificar la autenticidad o no de los cambios de pendiente encontrados.

3.1.3. Análisis de las anomalías de la red de drenaje

Este análisis se basa en detectar las anomalías en los patrones de la red de drenaje que puedan evidenciar posibles cambios en superficie como consecuencia de la actividad tectónica reciente. Esta actividad tectónica puede inducir cambios de pendientes a nivel local que modifiquen la red de drenaje forzándola a circular a través de nuevas estructuras generadas (como pliegues o fallas) y obligándola así a abandonar la tendencia de los pendientes regionales originales. Además, los cambios de pendientes provocados por esta actividad pueden favorecer la captura de unos ríos por otros, abandonando así la orientación de los ríos previamente controlada por pliegues y fallas mayores (e.g. Babault *et al.*, 2012).

Para este análisis, primero se ha aplicado un filtro de media móvil con una ventana de 1000m sobre los ríos principales para suavizar las trazas de los ríos y evitar artefactos generados por el ruido del DEM. Posteriormente, para comprobar si los ríos fluyen según el máximo pendiente regional o no, se ha generado un modelo filtrado del relieve (mediante una media móvil con una ventana de 10km de ancho) que muestra los pendientes regionales de la región. Con este modelo filtrado, si la dirección de un segmento de un río difiere de la dirección de máximo pendiente regional según un azimut concreto (para este estudio 45°), se

considerará que es anómalo. Todos estos filtros se han aplicado con la ayuda de distintas herramientas del *software* ArcGIS.

3.1.4. Curvas hipsométricas

La hipsometría es una de las herramientas más útiles para describir y analizar la distribución de elevaciones en un área. Esta distribución da información del balance entre los procesos externos e internos que modelan la superficie y por lo tanto, da información del estadio evolutivo de la zona estudiada (e.g. Pérez-Peña *et al.*, 2009a). La hipsometría describe la distribución de área a diferentes cotas y puede calcularse mediante la curva hipsométrica, una curva acumulativa que representa la proporción relativa de área por encima (o debajo) de una cota determinada (Strahler, 1952b). La forma de las curvas hipsométricas da información sobre el volumen original de la cuenca que aún perdura en ella y según la forma que adopten se discriminará entre los estadios: joven (curvas convexas que representan cuencas débilmente erosionadas), maduro (curvas en forma de S, *S-shaped*, que representan cuencas moderadamente erosionadas) y de penillanura (curvas cóncavas que representan cuencas fuertemente erosionadas; Strahler, 1952b).

Las curvas van evolucionando y cambiando su forma en el tiempo. Esta evolución se basa en que una montaña se eleva tectónicamente sin apenas denudación y luego ésta incrementa en forma de disección bajando la elevación media de la cuenca (e.g. Pérez-Peña *et al.*, 2009a). Las formas de las curvas se pueden aproximar mediante la integral hipsométrica (H_i), que se define como el área por debajo de cada curva. Valores de H_i cercanos a 1 se relacionan con cuencas en un estadio erosivo joven mientras que valores cercanos a 0 son típicos de cuencas maduras y por lo tanto, altamente erosionadas (Strahler, 1952b). Para poder comparar los resultados obtenidos para las distintas cuencas, en este caso también se normalizan las curvas con áreas relativas y alturas relativas con rangos de 0 a 1 (e.g. Pérez-Peña *et al.*, 2010). Para la obtención de las curvas hipsométricas de las cuencas de este estudio se ha utilizado la herramienta CalHypso para ArcGIS (Pérez-Peña *et al.*, 2009b).

3.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido en hacer observaciones geológicas y geomorfológicas para completar y comprobar los resultados obtenidos mediante el análisis morfométrico. Por un lado, se

han analizado algunas fallas, midiendo buzamientos y estudiando su cinemática mediante la medición de estrías, y por otro lado, también se han estudiado terrazas Pliocenas y Pleistocenas cercanas a las fallas, para evaluar su posición actual respecto a los ríos y así identificar terrazas colgadas posiblemente relacionadas con capturas de ríos y valles abandonados. Por último, se han buscado y estudiado distintos indicadores geomorfológicos de sismos pasados, como deslizamientos en zonas de falla, volcanes de arena y estructuras de licuefacción, fracturas cosísmicas en materiales competentes, etc. (e.g. Papanikolaou *et al.*, 2015).

Debido a la gran extensión de terreno utilizado para el análisis morfométrico, el trabajo de campo se tuvo que centrar a un área más limitada por motivos temporales (sólo 10 días de campo) y logísticos (se tenía que partir cada día desde la ciudad de Túnez).

3.3. Cálculo de la magnitud de los terremotos

Para calcular la máxima magnitud de terremotos esperable para las fallas identificadas en el norte de Túnez, se han utilizado dos relaciones empíricas existentes en la literatura. Por un lado, se ha utilizado una de las primeras ecuaciones propuestas para fallas en corteza continental, la de Wells & Coppersmith (1994) y por otro, una de las más modernas y específica para contextos de corteza continental para fallas de movimiento lento (< 10 mm/a), la de Wesnousky (2008), que se encuentra comprendida dentro de una de las recopilaciones más actualizadas de las relaciones empíricas para el dimensionamiento de terremotos, la de Stirling *et al.* (2013).

Con el primer método propuesto por Wells & Coppersmith (1994) basado en valores empíricos del estudio de 77 terremotos instrumentales en corteza continental, se obtiene la magnitud momento (M_w) esperable en función de la longitud de ruptura de la falla en superficie (LRS) (Ecuación 1).

$$M_w = a + b * \log(LRS) \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde a y b varían en función del tipo de falla analizado tal y como se indica en la Tabla 1.

Tipo de falla	Coeficientes y errores estándar	
	a	b
Direccional	5,16 (0,13)	1,12 (0,08)
Inversa	5,00 (0,22)	1,22 (0,16)

Tabla 1. Coeficientes de la ecuación de Wells & Coppersmith (1994) para el cálculo de la magnitud momento de fallas en función de la longitud de ruptura de éstas.

Para obtener los parámetros de fallas direccionales se utilizaron terremotos con magnitudes (M_w) de entre 5,6 y 8,1 y longitudes de ruptura de entre 1,3 y 432 km, mientras que para fallas inversas se utilizaron terremotos de magnitudes (M_w) entre 5,4 y 7,4 con longitudes de 3,3 a 85km (Wells & Coppersmith, 1994).

El segundo método (Wesnousky, 2008) propone distintas ecuaciones en función del tipo de falla a analizar. Para el presente estudio, se utilizarán las ecuaciones para fallas de tipo direccional (Ecuación 2) y de tipo inverso (Ecuación 3). Estas ecuaciones se obtuvieron del estudio empírico de 22 terremotos para la ecuación de fallas direccionales y de 8 para la ecuación de fallas inversas (Wesnousky, 2008). Además, todos los terremotos utilizados presentaban longitudes de ruptura superiores a 15 km y ambientes tectónicos principalmente de límite de placa, de distintos lugares del planeta (Wesnousky, 2008 en Stirling *et al.*, 2013).

$$M_w = 5,56 + 0,87 * \log L \quad \text{Ecuación 2}$$

$$M_w = 4,11 + 1,88 * \log L \quad \text{Ecuación 3}$$

Donde L es la longitud de ruptura de la falla en kilómetros (km).

4. Resultados

En esta sección se muestran los resultados de las distintas metodologías utilizadas siguiendo el mismo orden que en el apartado 3.

4.1. Morfometría

4.1.1. Red de drenaje y cuencas de estudio

Con el primer paso previo al propio análisis morfométrico, se ha extraído la red de drenaje del norte de Túnez. Para el análisis se han seleccionado los cursos fluviales tributarios del río Medjerda de dentro de la zona de estudio y con orden superior o igual a tres, además de los ríos dentro de la zona de estudio al noroeste de la cuenca del río Medjerda. En total se han obtenido 33 cursos fluviales con sus respectivas cuencas principales así como también el canal principal del río Medjerda (Figura 4). Los números identificativos para cada cuenca mostrados en la Figura 4 serán los utilizados de ahora en adelante para identificar cada cuenca.

4.1.2. Perfiles longitudinales de los ríos

Para la aplicación de este análisis se han utilizado los 33 canales principales obtenidos además del canal principal del río Medjerda (Figura 4). El perfil longitudinal de éste último se

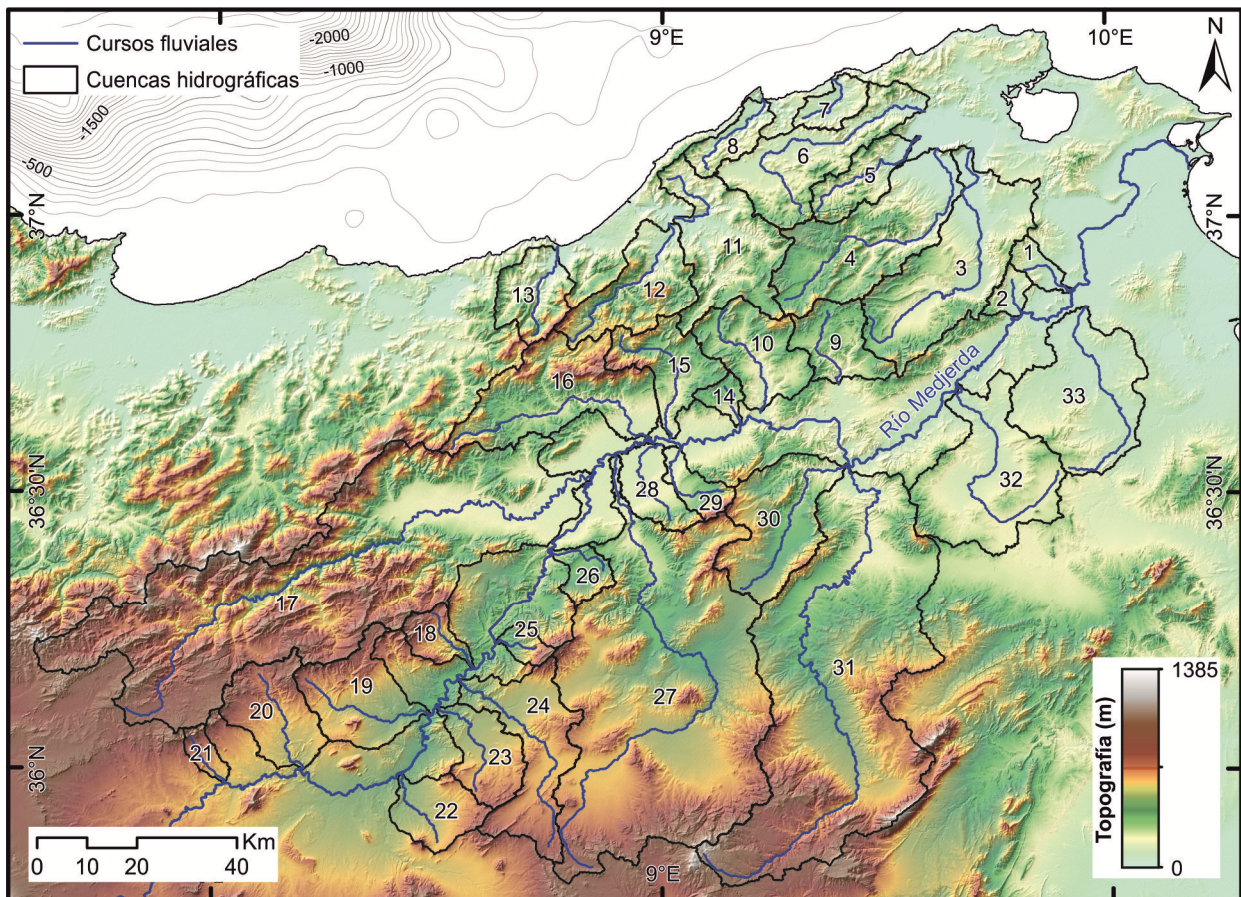


Figura 4. Cursos fluviales y cuencas asociadas seleccionadas para el estudio morfométrico.

analiza por separado ya que se trata de un río de mayor magnitud en cuanto a dimensiones y caudal. De este modo, para los 33 primeros perfiles se han obtenido valores del factor de concavidad (Cf) que varían de entre -6,66% y 67,78% (cuencas números 24 y 28 respectivamente) con un valor promedio de 28,59%, valores de concavidad máxima (MaxC) que varían entre 0,038 (cuenca 30) y 0,568 (cuenca 28) con un valor promedio de 0,25 y valores de la distancia a la cabecera de la concavidad máxima (dL) de 0,102 (cuenca 24) a 0,863 (cuenca 30) con un promedio de 0,37 (Figura 5). De estos primeros resultados con valores extremos ya se puede comprobar que la cuenca 28 es una de las cuencas más convexas y por lo tanto, más cercana a su perfil de equilibrio mientras que la cuenca 24 parece que podría estar afectada por procesos neotectónicos que estén provocando que su factor de concavidad sea negativo, es decir, que su perfil sea extremadamente cóncavo. Siguiendo este criterio y tal y como se ha realizado en estudios anteriores (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.*, 2009; Matos *et al.*, 2014), se han representado las cuencas con valores propios de cuencas estables (valores de MaxC superiores a 0,4 y factores de concavidad superiores al 50%) en color azul (cuencas 11, 13,

16, 28 y 33 en la Figura 5) mientras que las cuencas con valores indicativos de posible actividad tectónica reciente (valores de MaxC inferiores a 0,25 y Cf inferiores a 29%) se han representado en color rojo (cuencas 4, 7, 9, 14, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 30 y 32 en la Figura 5). Mediante estos resultados se puede observar como las cuencas con los ríos más convexas se encuentran mayoritariamente al sur de la zona de estudio a excepción de las cuencas 32, 4 y 9, mientras que las más cóncavas y cercanas a un estadio de equilibrio se sitúan al oeste y centro de la zona a excepción de la cuenca 33, que es la cuenca más oriental de todas (Figura 6). Además, se constata que aproximadamente la mitad de los ríos estudiados presentan perfiles longitudinales típicamente relacionados con procesos neotectónicos.

Para hacer una comparación objetiva de los distintos perfiles longitudinales de los ríos y siguiendo la metodología descrita en Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2009), se han representado los valores MaxC y dL en un diagrama de dispersión (Figura 7) obteniendo así cuatro grupos de cuencas (G1, G2, G3 y G4). Los grupos G1 y G2 incluyen cuencas con valores bajos de MaxC entre 0,038 y 0,259, que se encuentran posicionados en la parte

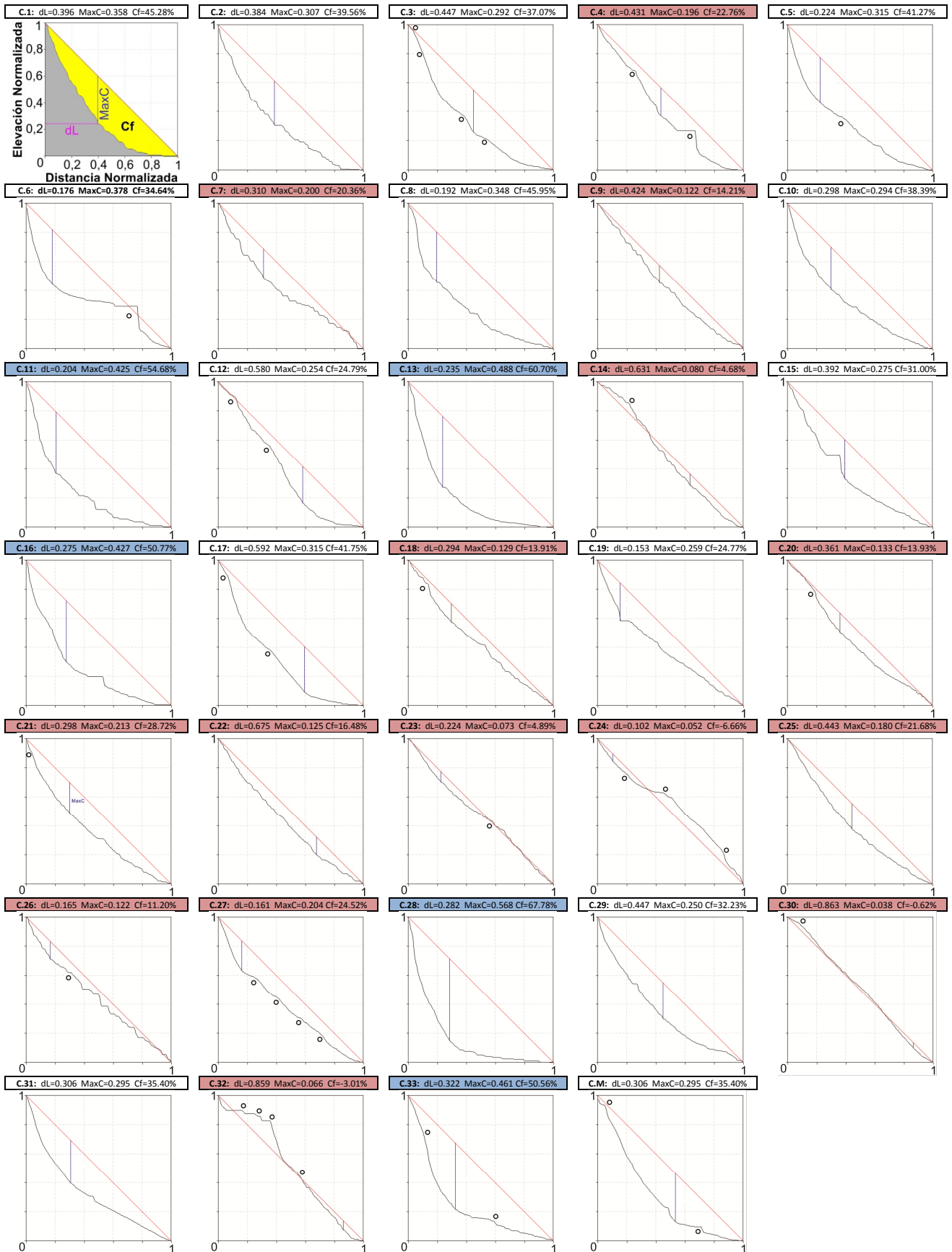


Figura 5. Perfiles normalizados de los ríos (abscisas = distancia normalizada, ordenadas = elevación normalizada). En el primer perfil se muestra qué significa cada parámetro morfométrico (en amarillo el factor de concavidad (Cf), la línea azul representa la concavidad máxima (MaxC) y la línea morada la distancia a la cabecera de la MaxC (dL)). Cada perfil se identifica con un número siguiendo la numeración de la Figura 4 (C.M. para el río Medjerda) y contiene los valores calculados. Perfiles con valores altos de MaxC y Cf (cerca de un estadio erosivo maduro) se han marcado con un rectángulo de color azul mientras que los perfiles marcados por un rectángulo en rojo presentan valores relativos a perfiles en un estadio joven.

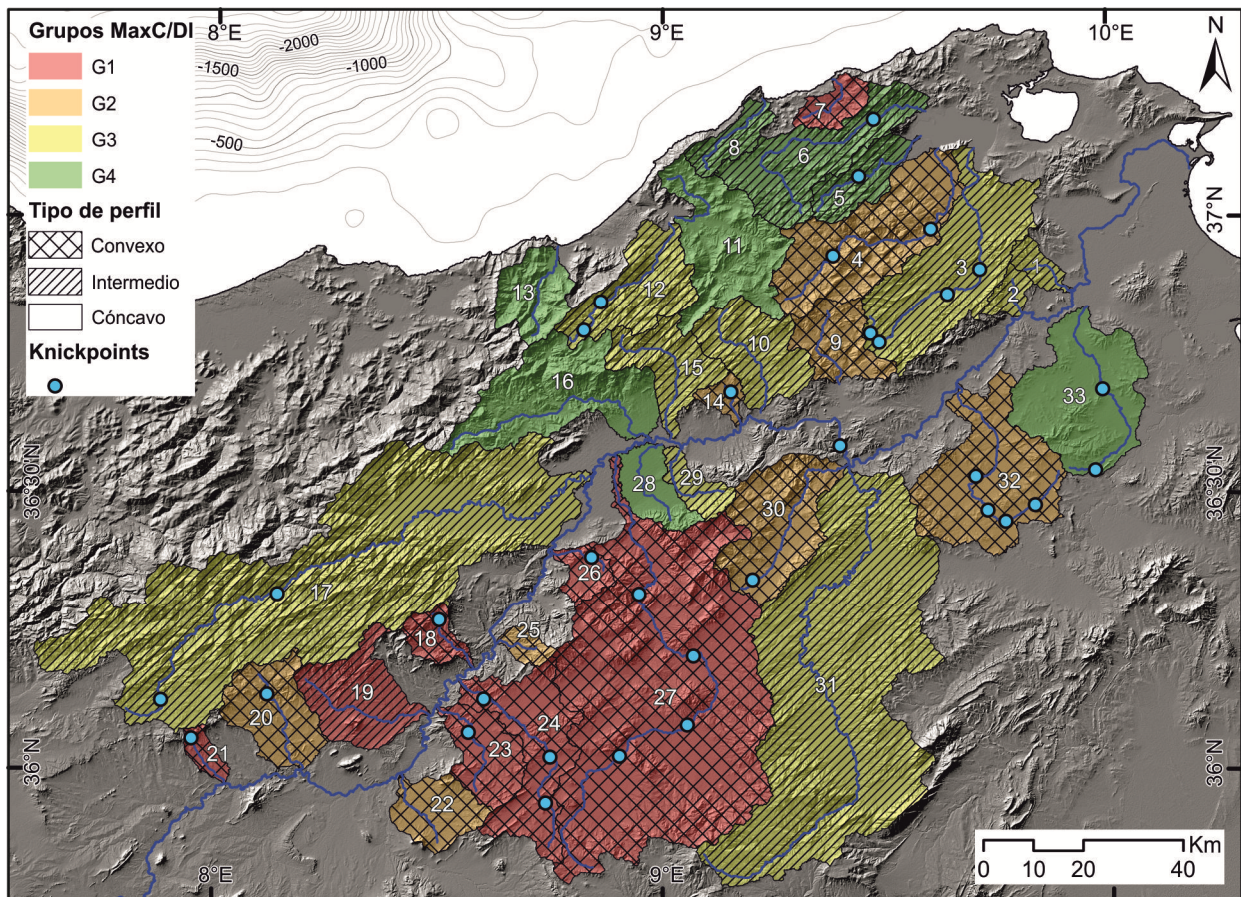


Figura 6. Cuencas estudiadas representadas según el grupo extraído del gráfico de dispersión de los valores de MaxC y DI, y según el tipo de morfología del perfil longitudinal del río (convexa, intermedia o cóncava) (Figura 7). En la figura también se muestran los *knickpoints* interpretados como tectónicos en círculos azul claro.

alta ($dL > 0,361$) y media-baja ($0,31 > dL > 0,102$) de los perfiles respectivamente, característicos de cuencas en desequilibrio. Por el contrario, los grupos G3 y G4 presentan valores más cercanos a las condiciones de equilibrio de los ríos. El grupo G4 es el que agrupa las cuencas con valores más altos de concavidad (valores de MaxC entre 0,315 y 0,568) y con distancias a la cabecera más pequeñas (valores de dL entre 0,176 y 0,322), y por lo tanto, agrupa las cuencas más estables desde un punto de vista tectónico. El grupo G3, aunque se considera el segundo grupo más cercano a las condiciones de equilibrio, presenta valores de

MaxC considerablemente pequeños (inferiores a 0,358) que en la bibliografía se acostumbran a relacionar también con cuencas inestables. Con esto se vuelve a constatar que la mayoría de las cuencas de la zona de estudio presentan parámetros típicos de cuencas en desequilibrio. De estos resultados se observa que las cuencas del grupo G1 y G2 se encuentran situadas sobre todo en la parte sur, aunque algunas también se sitúan más al norte, como las 7, 4, 9 y 32, mientras que las del grupo G4 se distribuyen mayoritariamente en el sector noroccidental (a excepción de la cuenca 33; Figura 6).

Además de los parámetros morfométricos, se ha estudiado la presencia de *knickpoints* y de cambios de tendencias en los pendientes de los perfiles longitudinales de los ríos. Como se observa en la Figura 5, muchos de los perfiles estudiados presentan *knickpoints* o perfiles irregulares con cambios de pendientes bastante marcados. En esta figura sólo se han representado los *knickpoints* interpretados como de origen tectónico, ya sea porque representan directamente la expresión de la falla en superficie o porque sean el resultado de basculamientos tectónicos que hayan modificado los pendientes de determinadas

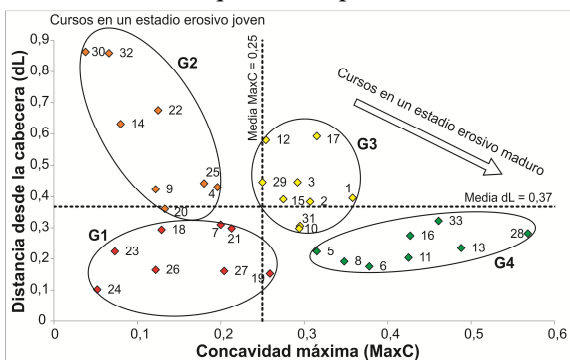


Figura 7. Diagrama de dispersión de los valores de concavidad máxima (MaxC) y distancia a la cabecera de la concavidad máxima (dL).

zonas. Esta interpretación se ha hecho mediante el análisis geomorfológico-estructural y la comparación con distintos mapas geológicos de la zona. Un total de 32 *knickpoints* de tipo tectónico (representados con círculos negros en la Figura 5) se han identificado en 18 de los 33 perfiles estudiados. De todos ellos, 20 pertenecen a perfiles convexos (marcados en rojo en la Figura 5), 10 a perfiles intermedios y 2 al perfil 33, identificado como tectónicamente estable debido a su perfil longitudinal cóncavo. Como se podía esperar, la mayoría de los *knickpoints* se encuentran en cuencas de tipo convexo, pero aun así, se puede comprobar que el estudio de los *knickpoints* es muy importante a la hora de complementar las observaciones y los análisis de los parámetros morfométricos de los perfiles longitudinales, ya que en cuencas clasificadas como estables se han identificado *knickpoints* tectónicos que evidencian cierta actividad, y por lo tanto, contradicen y complementan los resultados obtenidos de los otros análisis.

El perfil del río Medjerda se ha clasificado como tipo intermedio, ya que presenta valores intermedios de concavidad máxima (MaxC) y del

factor de concavidad (Cf) (0,295 y 35,40% respectivamente). Aun así, del análisis de los *knickpoints* se desprende que este río presenta cierta actividad tectónica. Por un lado se ha observado una captura, y por lo tanto un rejuvenecimiento en la parte más alta de este río (fuera de la zona de estudio), y por otro, se ha localizado un *knickpoint* en la parte baja del río, identificado como tectónico y coincidente con la falla El Alia-Teboursouk, una de las más importantes del norte de Túnez.

4.1.3. Análisis de las inflexiones de la red de drenaje

Con este análisis se han podido identificar un gran número de anomalías en los ríos analizados (Figura 8). Estas anomalías suelen tener orientaciones NE-SO o NO-SE. Las orientadas NE-SO, aunque siguiendo la dirección regional de las estructuras principales, parecen deberse a la coincidencia con las trazas en superficie de fallas en esta dirección (como las anomalías observadas en las cuencas 7 y 8) o a ríos que no circulan por el eje del valle y se encuentran basculados hacia una de las vertientes, tal y como pasa en gran parte de

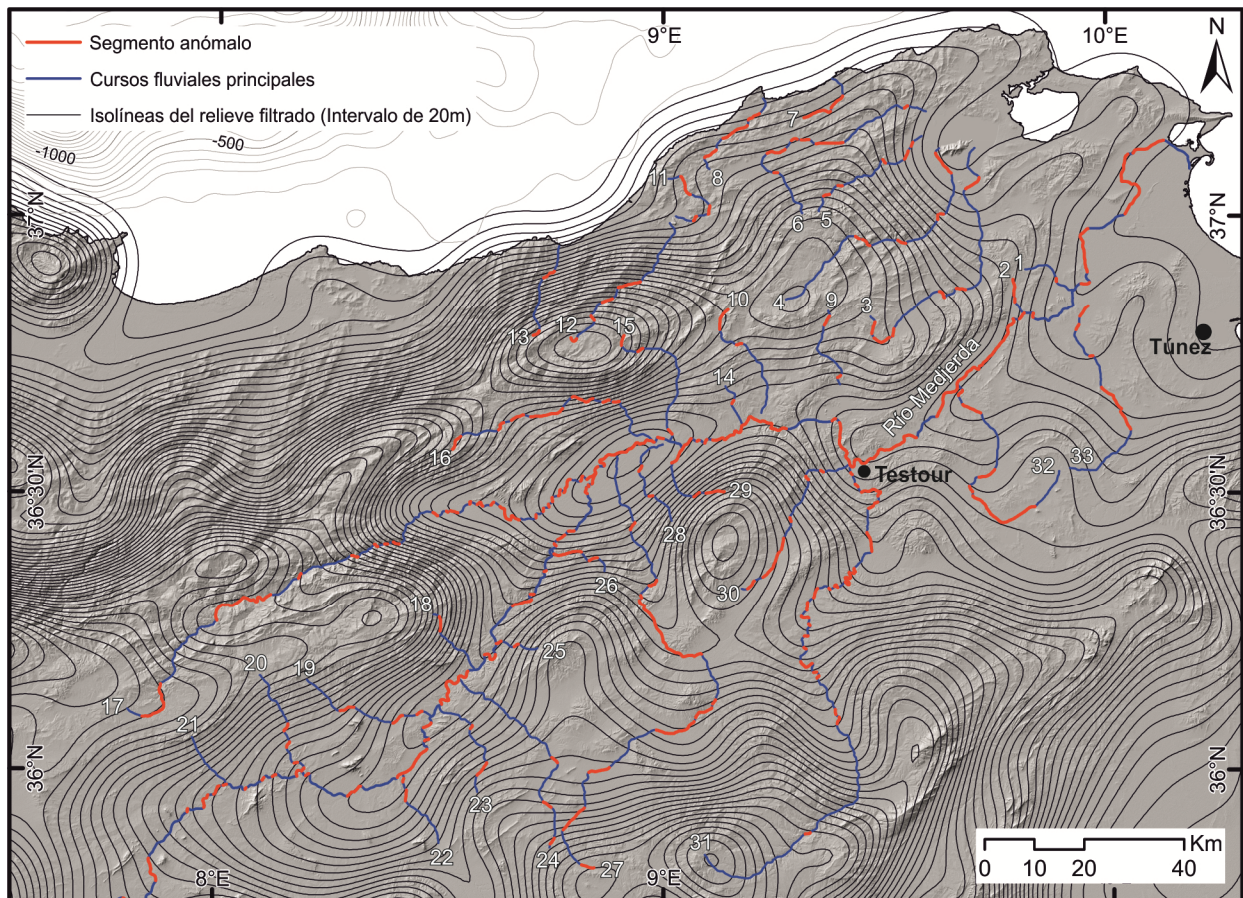


Figura 8. Mapa de anomalías de la red de drenaje (en rojo) sobre el sombreado de la topografía. Las isolinias del relieve se han extraído del filtraje de la topografía con un filtro de media de 20 km de ancho.

las anomalías del río Medjerda. Por el contrario, las orientadas NO-SE van en dirección perpendicular a la topografía regional y es probable que se deban o a capturas de ríos debido a reajustes tectónicos (como es el caso de las principales anomalías del río 32 y 33, de las anomalías de la parte superior del río 3 y de la del río Medjerda, que además coinciden con *knickpoints*) o a la aparición de fallas en esta misma dirección (como las anomalías de la parte central del río 3). Por último, también se han detectado anomalías probablemente debidas a materiales competentes (como las de la cuenca 20) o a morfologías meandriformes de los ríos (como las anomalías de la parte central del río 31 o de la parte baja del 17) que no son de interés para este estudio.

4.1.4. Curvas hipsométricas

Para las 33 cuencas estudiadas se han obtenido valores de la integral hipsométrica (H_i) de entre 0,125 y 0,484 con un valor medio de 0,33 (Tabla 2). Con estos valores y siguiendo la metodología propuesta en Matos *et al.* (2014), las cuencas se han diferenciado en dos grupos. El primero contiene cuencas cercanas a un estadio de madurez con valores de H_i de entre 0,125 y 0,364 mientras que en el segundo se han seleccionado esas cuencas con curvas más convexas (con valores de H_i de entre 0,382 y 0,484). Con esta clasificación se puede observar como las cuencas con valores más altos de H_i y por lo tanto, aquellas que presentan una topografía más disectada se encuentran sobretodo en la parte central-sur y occidental de la zona de estudio mientras que las que presentan valores más bajos se encuentran en la parte más oriental (32 y 33) o central (cuenca 28) (Figura 9).

Para estudiar los levantamientos o subsidencias tectónicas relativas dentro del área de estudio, se han representado los valores de la integral hipsométrica con los valores medios de las pendientes de cada cuenca tal y como se propone en Ruzkiczay-Rüdiger *et al.* (2009). Esta representación se ha hecho mediante un diagrama de dispersión que ha permitido diferenciar tres grupos de cuencas (Figura 10). El primero (H1) agrupa las cuencas con valores bajos de H_i (inferiores a 0,262) y valores bajos de pendientes medios de las cuencas (inferiores a 3,97°). Estas cuencas (22, 28, 32 y 33) presentan topografías muy suavizadas y con poco relieve. El grupo H3 (cuencas 12, 17 y 18) es en el que se encuentran las cuencas con mayores pendientes medios y

ID	H_i	Pendiente medio (°)
Cuenca 01	0,317	4,09
Cuenca 02	0,272	5,2
Cuenca 03	0,295	4,88
Cuenca 04	0,364	7,04
Cuenca 05	0,356	8,57
Cuenca 06	0,3	6,49
Cuenca 07	0,273	5,38
Cuenca 08	0,311	6,8
Cuenca 09	0,341	7,19
Cuenca 10	0,323	6,47
Cuenca 11	0,323	9,02
Cuenca 12	0,408	10,01
Cuenca 13	0,295	11,52
Cuenca 14	0,474	4,52
Cuenca 15	0,295	8,25
Cuenca 16	0,334	8,41
Cuenca 17	0,395	9,69
Cuenca 18	0,484	9,16
Cuenca 19	0,342	4,92
Cuenca 20	0,349	4,64
Cuenca 21	0,327	5,65
Cuenca 22	0,262	3,51
Cuenca 23	0,411	3,48
Cuenca 24	0,453	4,02
Cuenca 25	0,353	8,64
Cuenca 26	0,327	7,22
Cuenca 27	0,382	5,38
Cuenca 28	0,125	3,97
Cuenca 29	0,282	5,3
Cuenca 30	0,402	6,31
Cuenca 31	0,357	5,67
Cuenca 32	0,213	2,81
Cuenca 33	0,243	2,38

Tabla 2. Valores de la integral hipsométrica (H_i) y del pendiente medio para las cuencas de estudio.

valores relativamente altos de H_i mientras que las del H2 tienen pendientes intermedios con valores de H_i que van de medios a altos (de 0,272 a 0,474). Estos grupos H2 y H3 son en los que se encuentran las cuencas en un estadio relativamente joven, donde dominan los paisajes disectados y rugosos, probablemente causados por un levantamiento tectónico o actividad tectónica reciente. Como se puede observar, las cuencas pertenecientes a estos dos grupos dominan sobre toda la zona de estudio, y en concreto, las cuencas del grupo H3 se sitúan en el sector más occidental (Figura 9).

Analizando la morfología de las curvas se puede observar como algunas presentan irregularidades que las impiden clasificar según los tipos definidos por Strahler (1952b) (ver apartado 3.1.4). Esta forma irregular se puede deber a procesos de “rejuvenecimiento” de las cuencas o a capturas debidas a la actividad tectónica reciente

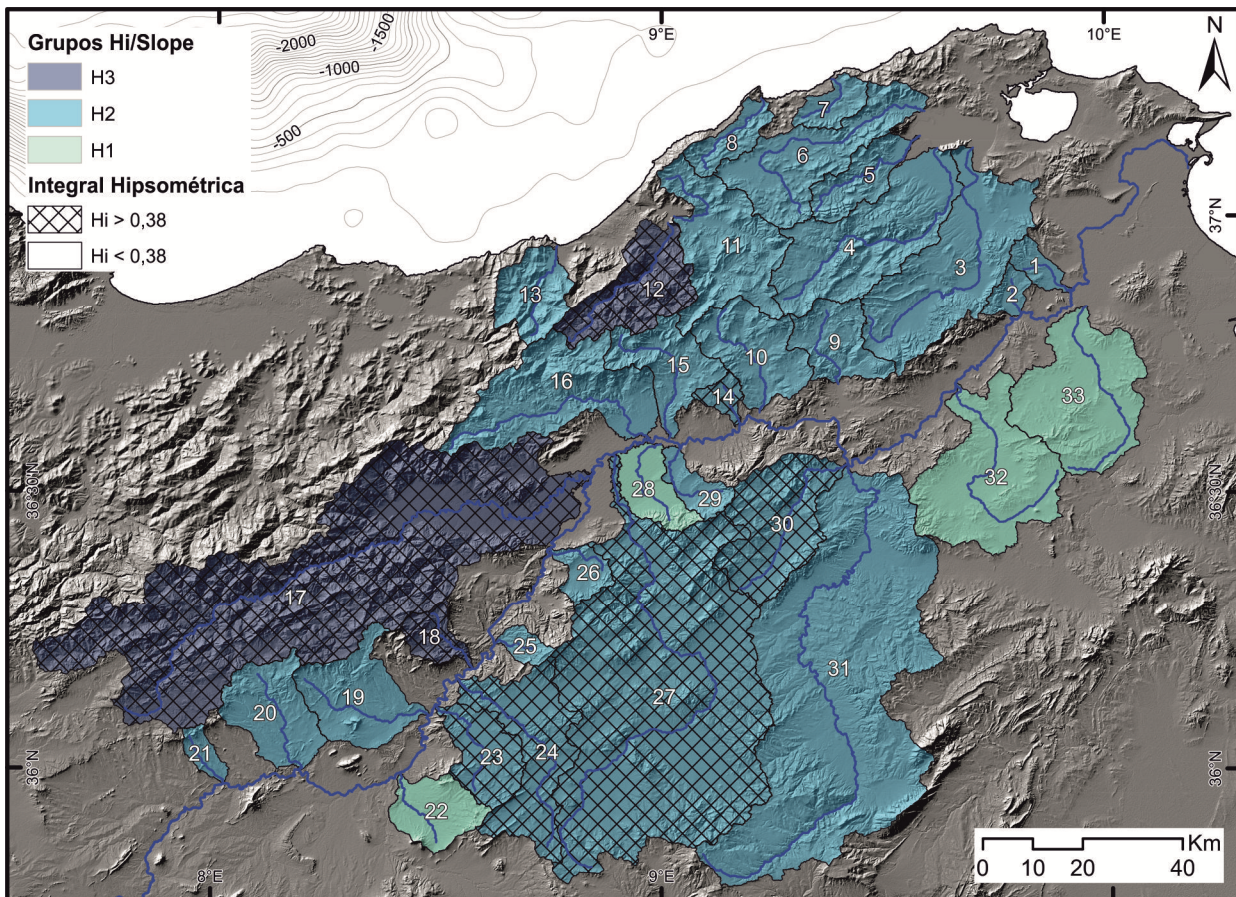


Figura 9. Cuencas de estudio representadas según valores de H_i y según el grupo extraído del gráfico de dispersión de los valores de H_i y pendientes medias de las cuencas (Figura 10).

(e.g. Giaconia *et al.*, 2012a; 2012b). Cuencas como la 1, 21, 25 o 29 (Figura 11) presentan morfologías convexas en la parte alta de las curvas que indican un “rejuvenecimiento” en estos sectores con relieves menos maduros que en los tramos finales de dichas cuencas. Por otro lado, curvas como la 23, 24 o 26 presentan evidencias de “rejuvenecimiento” del tramo final de los ríos, con morfologías convexas en dichos tramos de sus curvas hipsométricas.

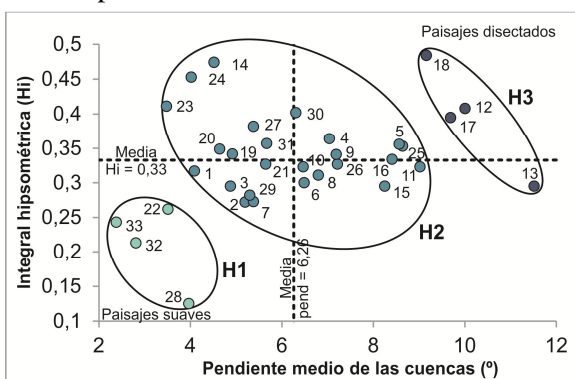


Figura 10. Diagrama de dispersión de los valores de H_i y del pendiente medio de las cuencas.

4.2. Estructuras activas del norte de Túnez

Una vez obtenidos los resultados del análisis morfométrico, se han estudiado, mediante trabajo de campo, algunos de los rasgos más significativos de la tectónica reciente de Túnez detectados en este análisis y que fueran logística y temporalmente viables. Los rasgos seleccionados para analizar en el campo fueron: (a) el cambio de dirección de 90° del río Medjerda al NO de la ciudad de Testour, ya que tanto el *knickpoint* encontrado (Perfil C.M. en la Figura 5) como la evidente anomalía del curso (Figura 8) evidencian una posible captura del río hacia el SE, (b) el valle del río Tine (cuena 3 de la Figura 4), ya que por un lado, tanto las anomalías del río en la cabecera de la cuena, con un cambio de dirección de 90° (Figura 8), como el cambio de dirección del río Medjerda anteriormente comentado parecen indicar que en el pasado el segundo circulaba por el valle del río Tine (cuena 3). Por otro lado, porque el gran *knickpoint* del tramo medio del perfil longitudinal del río Tine (Perfil C3 en la Figura 5), coincide con un desplazamiento del fondo de la cuena que parece ser consecuencia del movimiento de una falla en dirección NO-SE, (c) las anomalías, los *knickpoints* y el perfil extremadamente convexo de la cuena número 32,

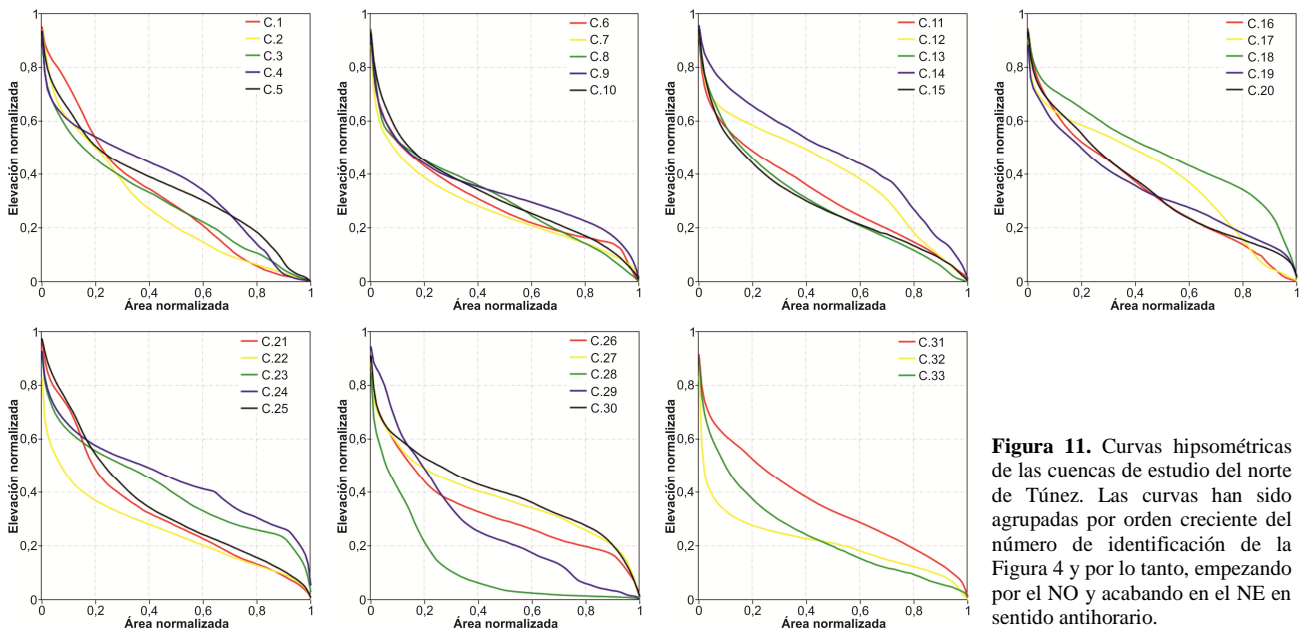


Figura 11. Curvas hipsométricas de las cuencas de estudio del norte de Túnez. Las curvas han sido agrupadas por orden creciente del número de identificación de la Figura 4 y por lo tanto, empezando por el NO y acabando en el NE en sentido antihorario.

para estudiar así si efectivamente estos rasgos morfotectónicos se deben a una captura reciente del río.

Las observaciones realizadas mediante el trabajo de campo han sido las siguientes.

(a,b) En la población de Zarga se ha localizado un *wind gap*, corroborado por varios niveles importantes de terrazas abandonadas situadas en la divisoria de aguas entre los ríos Tine y Medjerda (Figuras 12 y 13A), que indican que un río de grandes dimensiones circuló a través del valle del actual río Tine. Los sedimentos Cuaternarios que cubren gran parte de la cuenca

del río Tine tienen una disposición asimétrica, y las terrazas más jóvenes se encuentran en el centro del valle mientras que las más antiguas se sitúan por encima y hacia la vertiente E de la cuenca. Cuanto más altas son las terrazas, más viejas y plegadas se encuentran llegando a adoptar buzamientos de hasta 50° hacia el NO (Figuras 12 y 13B). Los conglomerados Pleistocenos observados en estas terrazas presentan numerosos bloques estriados (Figuras 12 y 13E), cuyas estrías indican un eje principal de esfuerzo en dirección NO-SE.

Al oeste de Tebourba se ha observado que la zona de falla de El Alia-Tebourouk se define por varias decenas de metros de milonitas de yeso y brechas afectando los yesos y *red beds* del Triásico, que buzcan de 35° a 50° hacia el NO. Las asimetrías de los porfiroclastos indican un transporte del bloque superior hacia el SE y éste muestra una geometría llana, subparalela a la zona de falla (Figuras 12 y 13C). En el bloque inferior se han encontrado sedimentos Plio-Cuaternarios verticalizados por el empuje de la falla (Figuras 12 y 13D). Todas estas observaciones sugieren una geometría de pliegue de acomodación asociado a una falla inversa que utiliza como nivel de despegue la unidad de yesos del Triásico. Además, la ausencia de la rampa de acomodación indica un largo desplazamiento de la falla. En este sector también se han reconocido diques clásticos y volcanes de arena en sedimentos recientes de un abanico aluvial al este de la falla ETF (Figuras 12 y 13F), que evidencian actividad sísmica debida a grandes terremotos ocurridos en la región durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

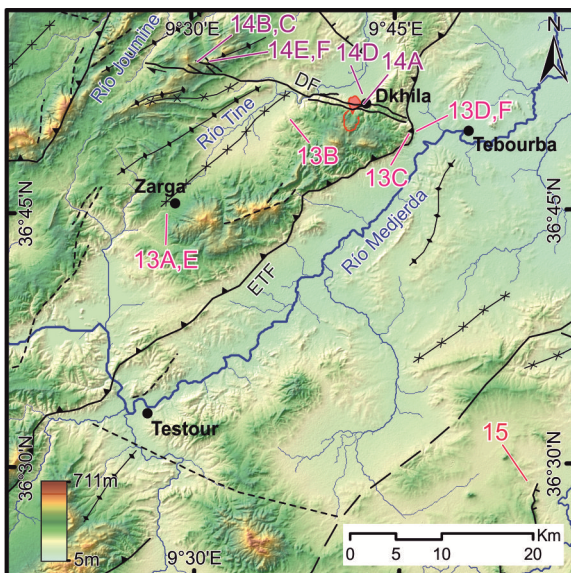


Figura 12. Situación de las fotografías de campo (mismos códigos que en las Figuras 13, 14 y 15). La situación de la figura se muestra por un recuadro rojo en la Figura 2, y la leyenda también es la misma. Se ha cartografiado en una línea roja la cicatriz y en una área roja el depósito del deslizamiento observado en el campo (al SE de Dkhila).



Figura 13. Fotografías de campo (a,b). A: Terrazas fluviales en la divisoria del río Tine. B: Sedimentos fluviales Plio-Cuaternarios plegados. C: Zona de falla de la falla El Alia-Teboursouk (ETF). D: Depósitos de terrazas Plio-Cuaternarias verticalizadas en el bloque inferior de la falla ETF. E: Canto estriado de una terraza del valle del río Tine. F: Volcán de arena en sedimentos recientes del bloque inferior de la falla ETF.

(b) Al este del *knickpoint* del río Tine, en la población de Dkhila, se ha observado una falla con dirección de capa de aproximadamente 86°N y un buzamiento de unos 74° hacia el sur de la cual no se tenía constancia en la bibliografía, por lo que la hemos nombrado falla de Dkhila (DF). En este caso se observan también al norte de la traza de la falla, terrazas Plio-Cuaternarias plegadas y verticalizadas (Figura 12 y 14A). Se puede observar como el movimiento de la falla ha puesto materiales del Trias por encima de estas terrazas. Esta falla se ha podido seguir hasta el valle contiguo por donde transcurre el Río Joumine, y es en la terminación de ésta en la que la falla se disipa en distintos segmentos en forma de cola de

caballo. En estos segmentos se han identificado estrías en bloques competentes de calizas del Eoceno Inferior con direcciones de capa de unos 122°N que indican un movimiento direccional con componente dextro (Figuras 12, 14B y 14C). Estos bloques suelen romperse en fallas inversas con direcciones de capa aproximadas de 50°N y buzamientos de unos 60° (Figuras 12 y 14C). En uno de los bloques de estas calizas con morfología anticlinal, se han observado fracturas interpretadas como estructuras cósmicas (Figuras 12, 14E y 14F). El hecho de encontrar fracturas en direcciones paralelas y perpendiculares a la falla principal (unos 130°N y 45°N , respectivamente) con movimientos sinistros para las fracturas



Figura 14. Fotografías de campo (b). A: Terrazas Plio-Cuaternarias plegadas y verticalizadas (en negro se han marcado algunos de los estratos) B: Estrías dexas en calcáreas del Eoceno. C: Falla direccional dextra junto a falla inversa. D: Deslizamiento en el frente de falla. E: Posibles fracturas cósmicas, en el recuadro rojo se marcan las estrías en una fractura a N130E. F: Posibles fracturas cósmicas, se pueden ver las dos familias de fracturas a N130E y N45E.

paralelas y normales para las perpendiculares apoya esta interpretación, ya que una de las principales características de las fracturas causadas por terremotos es que éstas tengan la dirección de movimiento contrario al de los esfuerzos regionales (Philip & Meghraoui, 1983; Branellec *et al.*, 2015).

Aunque con un origen probablemente cósmico, parece que actualmente las fracturas se están abriendo debido a un deslizamiento que afecta a gran parte del flanco norte de este anticlinal. En los Pirineos Catalanes se han descrito casos comparables (e.g. Zarroca *et al.*, 2013). En el frente de la falla, al sur de la población de Dkhila, se ha identificado otro

deslizamiento (Figura 12 y 14D) que también podría estar relacionado con algún terremoto acontecido en el pasado. Esta asociación de zonas de falla activas y deslizamientos se ha descrito en frentes montañosos activos (Barth, 2014 o Galeandro *et al.*, 2013) y en contextos de fallas normales (Gori *et al.*, 2013). Se ha interpretado su origen como posiblemente cosísmico debido a que se encuentra justo en el bloque de techo de la falla y en una zona con pendientes muy suaves (pendiente media aproximada de unos 5°) que hace pensar que no pueda originarse por simple inestabilidad gravitacional.

(c) De las observaciones de campo se ha podido confirmar que los dos *knickpoints* superiores del perfil de la cuenca 32 se deben a capturas que han provocado que ríos que drenaban hacia el SE se hayan desviado hacia su actual posición. Se ha localizado un *sand point bar* (Figuras 12 y 15) en unas terrazas situadas por encima de materiales oligocenos al este del primer *knickpoint* del río de la cuenca 32, indicando paleocorrientes en sentido SE que apoyan las deducciones realizadas mediante el análisis morfométrico.



Figura 15. *Sand point bar* indicando paleocorrientes hacia el SE.

4.3. Potencial sísmico de las estructuras activas

Mediante las ecuaciones empíricas de Wells & Coppersmith (1994) se han estimado las magnitudes esperadas de los terremotos generados por el movimiento de las dos grandes fallas identificadas mediante el análisis de campo: La falla de El Alia-Teboursouk (ETF) y la falla de Dkhila (DF). Para el cálculo, se han escogido distintos segmentos de falla susceptibles de romper en un evento sísmico. Esta segmentación, por la que se pueden distinguir zonas aparentemente más activas, se ha llevado a cabo mediante: a) criterios geométricos, b) observaciones de campo, c) criterios geomorfológicos con análisis del DEM y d) información diversa extraída de referencias bibliográficas (Mejri *et al.*, 2010; Bahrouni *et al.*,

2014; Rabaute & Chamot-Rooke, 2015). Por otro lado, para predecir la magnitud máxima esperable para ambas fallas, también se han asumido, para los valores de la longitud de ruptura de la fallas, las longitudes máximas de éstas.

Los valores empíricos de Wells & Coppersmith (1994) utilizados y las ecuaciones escogidas de Wesnousky (2008) han sido de falla inversa para la falla ETF y de falla direccional para la falla DF. Aunque ambas fallas parecen presentar un movimiento más o menos oblicuo, la ETF tiene un movimiento predominantemente inverso, mientras que la DF tiene un movimiento predominantemente direccional.

Tal y como se muestra en la Figura 16, se han extraído cinco segmentos de la falla ETF (ES1, ES2, ES3, ES4 y ES5) susceptibles de romper en un evento sísmico, mientras que para la DF se han definido dos segmentos (DS1 y DS2), además de las longitudes totales de ambas fallas (EST y DST). Los resultados de las magnitudes calculadas para cada segmento y cada método se muestran en la Tabla 3.

5. Discusión

El análisis morfotectónico realizado en este trabajo muestra indicios de actividad tectónica activa en la zona de estudio del norte de Túnez. Debido a que los índices morfométricos, además de por la actividad tectónica pueden estar influenciados por factores litológicos, siempre se han interpretado los resultados obtenidos teniendo en cuenta este factor. Para hacer un análisis ordenado de los datos adquiridos, la discusión se ha estructurado en cuatro sectores: sector suroriental, suroccidental, noroccidental y nororiental.

5.1. Sector suroriental

El sector suroriental es en el que se localiza la mayor concentración de indicios morfométricos de actividad tectónica. Este sector comprende las cuencas limitadas al norte por el río Medjerda y por la cuenca 31 al este.

Las cuencas 23, 24 y 27 presentan la mayor concentración de estos indicios, con perfiles longitudinales de los ríos convexos y todas ellas pertenecientes al grupo G1, es decir, todas forman parte del grupo de cuencas correspondientes al estadio erosivo más joven. Además, entre las tres contienen 8 *knickpoints*, que significan una cuarta parte de los *knickpoints* localizados en toda la zona de estudio. Con el análisis hipsométrico se han obtenido valores altos de H_i (superiores a 0,382) y

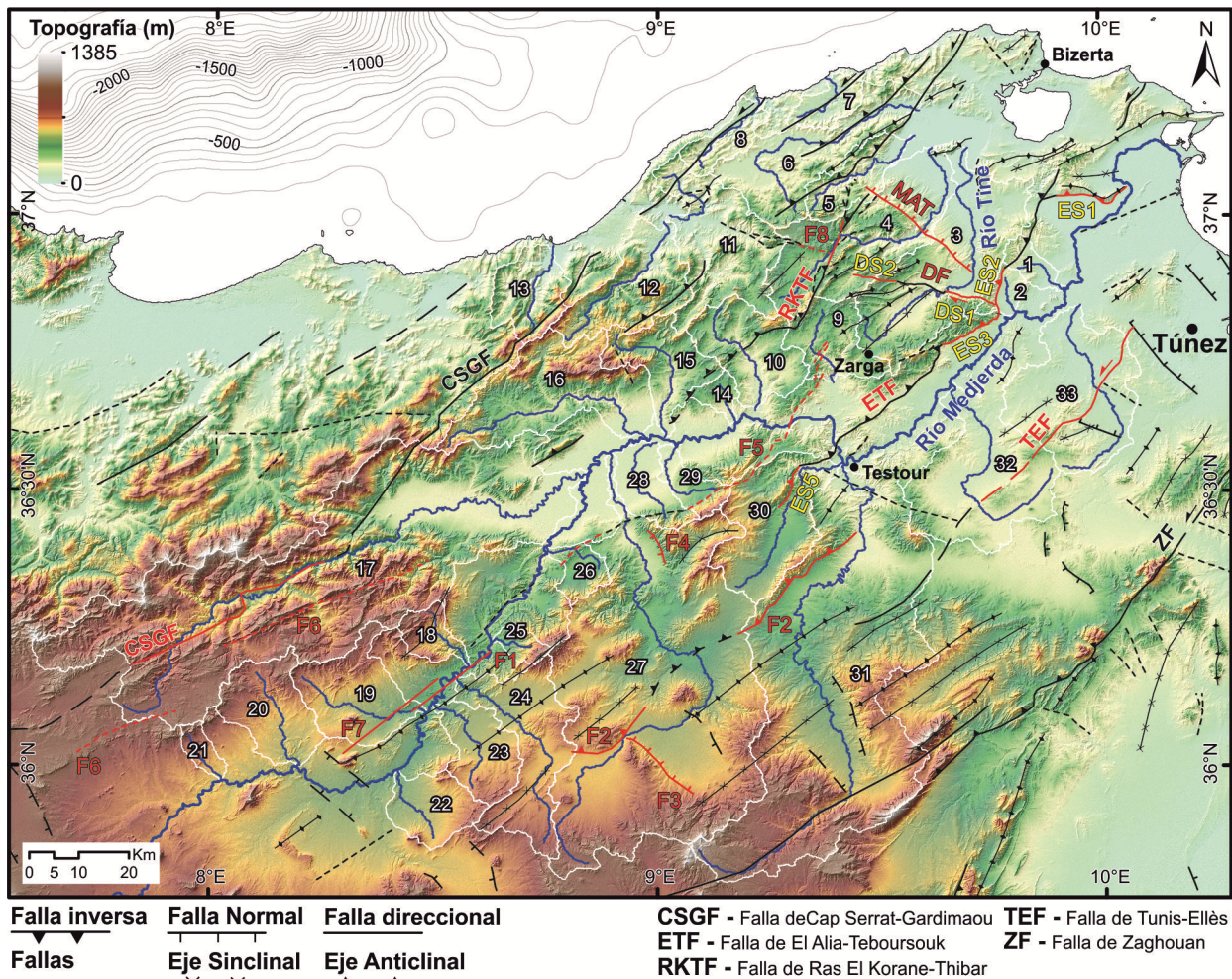


Figura 16. Mapa de la tectónica activa del norte de Túnez resultado de este trabajo. En rojo se muestran las fallas consideradas activas con sus códigos identificativos. En letras amarillas se muestran los segmentos de las fallas a las que se les ha calculado la magnitud (ES1, ES2, ES3 y ES4 para la falla ETF, y DS1 y DS2 para la falla DF). En azul oscuro se representan los cursos principales y en blanco las respectivas cuencas.

curvas hipsométricas bastante convexas que evidencian paisajes disectados típicos de zonas con actividad reciente. Más en detalle, estas tres cuencas presentan unos ríos con varios cambios bruscos de dirección resaltados con el análisis de anomalías de cambios de dirección, que juntamente con el análisis de los *knickpoints* y de la morfología de los perfiles longitudinales parecen evidenciar distintas capturas de los ríos debido a reajustes tectónicos. El *knickpoint* del río 23 y el inferior del río 24 parecen indicar una captura de los ríos, con la migración de éstos desde la tendencia general NE-SO hacia el río Medjerda. Esta hipótesis de las capturas de ambos ríos está respaldada también por las morfologías convexas de las partes inferiores de sus curvas hipsométricas, que sugieren un “rejuvenecimiento” de estas zonas bajas. En este mismo sector, la cuenca 25 presenta una curva hipsométrica con una parte alta convexa que también estaría mostrando el “rejuvenecimiento” de este sector. Estas observaciones indican que se está produciendo un levantamiento tectónico entre el

río Medjerda y los tramos finales de estas cuencas provocando el “rejuvenecimiento” de la topografía y la captura por erosión remontante de los ríos 23 y 24. Este levantamiento podría explicarse por el movimiento de la falla direccional paralela al río Medjerda en este sector (falla F1 en la Figura 16).

Por otro lado, la parte alta del río 24 presenta dos *knickpoints* que parecen ser el resultado de la captura de éste hacia el NO y la consiguiente desconexión con el río 27. Estas capturas se pueden estar dando por el movimiento de la falla F2 (Figura 16), ya que podría estar basculando ligeramente la topografía y obligando al río 24 a migrar hacia el NO. Además, esta falla en este sector está catalogada como activa en el reciente mapa de tectónica activa del límite Africa-Eurasia de Rabaute & Chamot-Rooke (2015), elaborado mediante la recopilación de varios trabajos multidisciplinares.

En esta misma zona, el río 27 presenta dos *knickpoints* en la cabecera que se relacionan con el movimiento de una falla normal en sentido NO-SE, que estaría basculando esta zona y como

Fallas	Segmento	Longitud ruptura (km)	Magnitud	
			Wells & Coppersmith (1994)	Wesnousky (2008)
El Alia - Teboursouk	ES1	15,8	6,5	6,4
	ES2	9,8	6,2	6
	ES3	13,5	6,4	6,2
	ES4 (ES2 + ES3)	23,3	6,7	6,7
	ES5	9,7	6,2	6
	EST	97	7,4	7,8
Dkhila	DS1	10,8	6,3	6,5
	DS2	8,8	6,2	6,4
	DST	30	6,8	6,8

Tabla 3. Magnitudes momento (Mw) para los distintos segmentos de las fallas ETF y DF. También se han calculado las máximas (EST y DST).

consecuencia, estaría cambiando el perfil del río (falla F3 en la Figura 16). Más abajo, el siguiente *knickpoint* y la anomalía grande del río en este punto parece indicar que, como con la parte superior de la cuenca 24, en este caso se vuelve a dar una captura del río 27 hacia el NO desconectándolo de su antiguo cauce (el río 30) en sentido NE. Esta captura se podría explicar por el movimiento del sector nororiental de la falla F2, que en este punto estaría levantando el valle del río 30, desconectándolo del río 27 y provocando también el perfil extremadamente convexo del río 30. Al igual que aguas arriba, en este sector la falla F2 también se encuentra catalogada como falla activa en Rabaute & Chamot-Rooke (2015). Finalmente, el último *knickpoint* del río 27 también se relaciona con la captura de éste hacia el NO, abandonando su antiguo camino hacia el Este (hacia el río 30). En este caso la captura se podría explicar, además de por el movimiento de la falla F2 anteriormente comentado, por el movimiento de la falla normal paralela al último tramo del río 27 (falla F4 en la Figura 16) que estaría haciendo subsidir todo este sector favoreciendo que el río fluya en esta dirección. Esta falla también aparece como activa en Rabaute & Chamot-Rooke (2015).

En la cuenca vecina número 26, también parece darse una captura evidenciada tanto por un *knickpoint* que divide dos tendencias bien diferenciadas en los pendientes del perfil longitudinal, como por la presencia de anomalías y la curva hipsométrica, con un tramo final convexo indicando un “rejuvenecimiento” del curso final del río. Estos parámetros sugieren que el río 26 se ha visto capturado por el río Medjerda cuando anteriormente drenaría hacia la cuenca 27.

Más al norte, la cuenca 29 presenta también una morfología convexa en la parte alta de la curva hipsométrica a la vez que anomalías direccionales

en el río y un perfil longitudinal al límite de considerarse convexo ($MaxC = 0,250$). Estos parámetros podrían deberse a un levantamiento como consecuencia del movimiento de la falla F5 (Figura 16), que parece tener un movimiento de tipo oblicuo y sentido siniestro según distintos autores (Melki *et al.*, 2012; Bahrouni *et al.*, 2014; Rabaute & Chamot-Rooke, 2015), pero debido a las diversas interpretaciones, en el mapa se ha representado sin movimiento definido. Sin embargo, esta falla podría presentar tramos de más y menos actividad, ya que por ejemplo, en la cuenca 28 no se registran parámetros que evidencien actividad tectónica y por eso en la Figura 16 sólo se han representado como activos tramos en que se han obtenido dichos indicios.

Por último, las cuencas 22 y 31 no parecen presentar demasiados indicios de actividad. La cuenca 22 tiene una curva hipsométrica extremadamente cóncava que evidencia un estadio de penillanura y por lo tanto, de nula actividad tectónica. Además, no presenta *knickpoints* y las anomalías de los ríos parecen ser de origen litológico. Por otro lado, la cuenca 31 presenta un perfil longitudinal intermedio sin *knickpoints*, perteneciente al grupo G3, y una curva hipsométrica de tipo *S-shaped* que indican que la actividad tectónica reciente de la cuenca es nula o muy leve.

5.2. Sector suroccidental

Este sector también agrupa varios indicios de actividad tectónica reciente y comprende las cuencas que van de la 17 a la 21. Lo que llama más la atención de los resultados en este sector es la presencia de dos de las cuencas, la 17 y la 18, en el grupo H3 (grupo con altos valores de la integral hipsométrica juntamente con altas pendientes

medias). Esto significa que son dos de las cuencas con la topografía más disectada de toda la zona de estudio.

Estos resultados para la cuenca 17 se podrían explicar, en parte, por un factor litológico. Esta cuenca se encuentra parcialmente situada sobre las facies del Tell, con una predominancia de una intercalación de arcillas y areniscas que pueden estar favoreciendo topografías rugosas. Aun así, en esta cuenca se ha obtenido un perfil longitudinal del río principal que aunque bastante cóncavo, presenta un par de *knickpoints* que podrían tener su explicación tectónica. El *knickpoint* superior, se ha interpretado como el resultado de una captura de este tramo de río hacia el N cuando probablemente anteriormente se dirigiría hacia el S. Esta captura también queda evidenciada por la presencia de anomalías direccionales en el río en este tramo, marcando un giro del río de 90°, y podría deberse al movimiento de la falla Cap Serrat-Gardimao (CSGF en la Figura 16), que estaría levantando esta zona propiciando la captura por erosión remontante. Este levantamiento podría estar dando también el *knickpoint* en la parte media del perfil del río, así como la morfología convexa en el tramo medio de la curva hipsométrica.

Con respecto a la cuenca 18, los valores altos de la curva hipsométrica coinciden con el perfil longitudinal convexo que además contiene un *knickpoint* en la parte superior. Esta cuenca, al igual que la 19, 20 y 21, parece tener capturas de cursos fluviales en sus partes más elevadas. En los perfiles longitudinales de las cuencas 20 y 21 también se observa este fenómeno, con *knickpoints* en el tramo más superior de los perfiles longitudinales. En la cuenca 20, aunque no se observe un *knickpoint* en su curso principal, estudiando la topografía del DEM se puede llegar a la misma conclusión que con las cuencas vecinas. Estas capturas pueden deberse a alguna falla en la cabecera que esté levantando este sector y por lo tanto, esté favoreciendo estas capturas. En Rabaute & Chamot-Rooke (2015) se encuentran dos fallas (F6 en la Figura 16) situadas en esta zona que podrían explicar estas capturas, y aunque no se defina su cinemática, se interpretan en este trabajo como direccionales, siguiendo las tendencias regionales del movimiento de las fallas en este sector.

La cuenca 19 también presenta una anomalía en el tramo inferior de la cuenca, que coincide con un giro hacia el NE del límite de la cuenca y que parece deberse a la traza de una falla direccional en sentido NE-SO (falla F7 en la Figura 16).

5.3. Sector noroccidental

Este es el sector con un número mayor de cuencas (16) y en el que se encuentra la mayor concentración de ríos cóncavos, aunque ciertas zonas presentan también indicios de actividad reciente.

Del análisis hipsométrico de este sector, lo primero que llama la atención es la pertenencia de la cuenca 12 al grupo H3. Esto indica que ésta es una de las cuencas más disectadas de toda la zona de estudio, que al igual que la cuenca 17, podría explicarse por las facies del Tell que en este caso dominan la totalidad de la cuenca. Aun así, este resultado puede tener también cierta explicación tectónica, ya que el análisis de los *knickpoints* parece indicar un cierto reajuste en esta zona. El *knickpoint* superior se interpreta como el resultado de una captura del río, que previamente drenaría hacia el SO. Esta observación concuerda también con la anomalía del río en el tramo superior marcando un giro del río de unos 90°. Del *knickpoint* del tramo medio se ha descartado un origen litológico debido a la homogeneidad de los materiales a lo largo del río y por esto también se ha interpretado como tectónico. Probablemente se deba a una o más fallas de poca entidad en sentido ONO-ESE que se encuentran atravesando el río. Estos reajustes y evidencias de actividad tectónica se podrían explicar con el movimiento de la falla CSGF que se encuentra situada justo en el límite norte de la cuenca y que aunque aquí no, más al sur está identificada como tectónica en Rabaute & Chamot-Rooke (2015) (falla CSGF en la Figura 16). Sin embargo, la cuenca 13 no parece indicar actividad tectónica, así que los indicios de actividad obtenidos para la cuenca 12 podrían deberse a alguna otra falla que no se ha podido identificar.

Respecto a los perfiles longitudinales de los ríos, en esta zona destacan las cuencas 7, 4 y 9. La 7 es la única cuenca de este sector perteneciente al grupo G1 (estadio erosivo joven) pero de todos modos, la curva hipsométrica bastante cóncava además del bajo relieve de la zona hace pensar que la morfología algo convexa del perfil no se deba a ningún reajuste tectónico. Además, el posible *knickpoint* que se observa en el perfil corresponde a un pequeño embalse. Aun así, el río presenta una gran anomalía debido a que se encuentra siguiendo la traza de una falla en sentido NE-SO, pero este indicio por sí sólo no tiene porque evidenciar actividad tectónica reciente. Este caso es el mismo que se da para la cuenca número 8.

Sin embargo, la cuenca número 4 sí que parece tener indicios de actividad tectónica. Por un lado, presenta un perfil longitudinal con dos *knickpoints* interpretados como tectónicos, y por otro, tiene una curva hipsométrica bastante convexa. El *knickpoint* situado en la parte alta del río parece ser resultado del movimiento o de la falla F8 oblicua en sentido NO-SE o de la falla Ras El Korane-Thibar (RKTF), que estarían levantando el bloque situado al norte (falla F8 y RKTF en la Figura 16) y podrían ser el origen del abombamiento de la curva hipsométrica en este tramo medio de la cuenca. El *knickpoint* de más abajo, aunque coincidiendo con un embalse, se ha interpretado como la expresión de la falla normal de Mateur (falla MAT en la Figura 16). Aunque haya un embalse, se puede ver como las tendencias en las pendientes aguas arriba y abajo de éste son distintas, lo que estaría evidenciando la existencia de un *knickpoint* en este punto. Esta falla también se puede reconocer en los *knickpoints* de las cuencas contiguas 3 y 5 (en la cuenca 3 sería el *knickpoint* de más abajo). Además, en la cuenca número 6 se localiza un *knickpoint* (también coincidiendo con un embalse) y unas anomalías en el río, con un giro de más de 90°, el cual podría ser consecuencia del reajuste del río al nivel de base más bajo debido al movimiento normal de la falla de Mateur.

El río de la cuenca tres (río Tine) también presenta un *knickpoint* en medio del perfil con anomalías del drenaje y un desplazamiento del fondo del valle que es consecuencia del movimiento dextro de la falla de Dkhila (falla DF en la Figura 16). Esta falla se ha podido reconocer en el campo, donde se han observado indicios de actividad reciente, como unas terrazas Plio-Cuaternarias plegadas por debajo de la traza de la falla cerca de la localidad de Dkhila (Figura 16). Además, la presencia de posibles fracturas cosísmicas y de un deslizamiento en el bloque de techo del frente de falla han llevado a la conclusión de que ésta podría ser sismogénica.

Aguas arriba, el río Tine presenta dos *knickpoints* más. El superior muestra una captura del drenaje de la zona del anticlinal hacia el valle del Tine y el segundo, junto con la presencia de grandes anomalías, muestra el resultado de la captura del río Medjerda hacia el SE. Esta captura también se ha podido corroborar mediante las observaciones de campo, en las que se localizó un *wind gap* en la zona de la población de Zarga, juntamente con la presencia de varios niveles de terrazas colgados a lo largo del río Tine. Éstas presentan una disposición asimétrica, situándose al

este del valle, con las terrazas más jóvenes más al centro y las más antiguas por encima y hacia la vertiente. Estas últimas están más plegadas y presentan estrías en los bloques de los conglomerados Pleistocenos, mostrando un eje principal de esfuerzo en dirección NO-SE. Todas estas observaciones hacen pensar que la falla El Alia-Teboursouk es la causante del levantamiento que propició la captura del río Medjerda por erosión remontante al NO de Testour (Figura 16). Las observaciones de la falla al oeste de Tebourba, con la presencia de terrazas Plio-Cuaternarias verticalizadas en el bloque inferior de ésta también evidencian el movimiento reciente de la falla ETF en sentido SE. Además, la presencia de diques clásticos y volcanes de arena en sedimentos recientes de un abanico aluvial al este de la falla ETF (Figura 12, 13D y 13F), han demostrado que en la zona se han dado terremotos morfogenéticos de magnitud mínima 5 (McCalpin, 2009) durante el Pleistoceno tardío-Holoceno que se podrían atribuir al movimiento de esta falla. Con estas observaciones, la falla se ha definido como activa y sismogénica. Además, los tramos ES1 y ES3 de esta falla ETF también están reconocidos como activos en Rabaute & Chamot-Rooke (2015) y se tiene constancia de un terremoto histórico importante en la ramificación hacia el este del extremo norte de ésta (sector ES1). En concreto, se trata del terremoto de Utique en el año 412 A.D. (Mejri *et al.*, 2010). Una evidencia más de esta captura es la desconexión del cañón de Bizerta (al Norte de esta población en la Figura 16) con un río importante. Este hecho se explicaría por el abandono del valle del río Tine por el río Medjerda y por consiguiente, del cañón de Bizerta, haciendo que actualmente el Medjerda esté depositando sus sedimentos en el golfo de Túnez.

Esta actividad de la falla ETF también se ve reflejada en la curva hipsométrica de la cuenca 1, que muestra un “rejuvenecimiento” de su tramo superior, es decir, del tramo que solapa con el bloque superior de la falla. La curva de la cuenca 2, aunque no evidenciarlo tan claramente como la cuenca 1, también presenta un tramo superior más convexo que aguas abajo, mostrando este “rejuvenecimiento” de la topografía en el bloque de techo.

La disposición de estas dos fallas oblicuas con un ángulo cerrado entre ellas y un acortamiento principal en sentido pseudo-perpendicular coincide con el modelo cinemático propuesto para la zona de la falla de Carboneras (Cordillera Bética, SE de la Península Ibérica) por Martínez-Díaz & Hernández-Enrile (2004). En este modelo se

describe un fenómeno de escape de un bloque en forma de cuña entre dos fallas direccionales pertenecientes a la zona de falla de Carboneras y de Alpujarras.

Con estas dos fallas con indicios de ser activas reconocidas en el campo, se confirman las observaciones hechas con el análisis morfométrico y se corrobora una actividad tectónica reciente asociada a fallas, con indicios de ser sismogénicas. Es por este motivo, que para tener una primera cuantificación del tamaño máximo de los posibles sismos que afectarían en la zona, se ha calculado mediante las ecuaciones propuestas por Wells & Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008), la magnitud máxima esperable para distintos segmentos de ambas fallas. La mínima magnitud máxima (M_w) obtenida ha sido de 6 en los segmentos ES2 y ES5 de la falla El Alia-Teboursouk y mediante el método de Wesnousky (2008), mientras que la máxima, de 7,8, se ha obtenido para la totalidad de la falla ETF y el mismo método.

De todos los sectores definidos para la falla ETF, hay dos que se encuentran reconocidos como activos en Rabaute & Chamot-Rooke (2015), el ES1 y el ES3. Las magnitudes obtenidas según las distintas ecuaciones han sido de entre 6,4-6,5 y 6,2-6,4 respectivamente. Además, Mejri *et al.* (2010) identifica el sector ES1 como el que provocó el devastador terremoto del año 412 A.D. Con estas referencias, se puede constatar que la magnitud del terremoto esperable para la falla ETF sea de al menos 6,2.

Aunque no se tienen datos de velocidad de deslizamiento de las fallas, al ser una zona de deformación lenta, se estima que los periodos de retorno pueden ir de centenares a miles de años, y es por eso, que la peligrosidad no será tan grande como lo esperable por las magnitudes calculadas. Aun así, las magnitudes obtenidas son bastante grandes y se tiene constancia de terremotos históricos importantes en la región, lo que sugiere una peligrosidad sísmica considerable en la zona. Además, ambas fallas se encuentran a unos 35 km de Túnez capital, y un posible terremoto podría afectar catastróficamente a la ciudad, hecho que incrementa el riesgo sísmico de la región.

Otra cuenca a comentar en este sector es la número 9, ya que parece que el perfil longitudinal convexo que presenta se debe también al levantamiento provocado por la falla F5, catalogada en Rabaute & Chamot-Rooke (2015), y que es la misma que podría estar afectando a la cuenca 29 anteriormente comentada para el sector suroriental. La curva hipsométrica de la cuenca 9,

aunque clasificada como intermedia, presenta un abombamiento en el tramo final, probablemente relacionado con este levantamiento y también por la incisión de los cursos fluviales reactivada por la captura del río Medjerda en esta zona cercana al punto de la captura.

Esta reactivación puede ser también el origen de los valores altos de la integral hipsométrica (0,474) en la cuenca número 14, siendo la segunda cuenca de toda la zona de estudio con el valor más alto, aunque con unos pendientes medios relativamente bajos. Esta cuenca presenta un perfil longitudinal del río muy convexo y con un *knickpoint* en la parte superior que pueden estar evidenciando un fenómeno de captura y que también se ve demostrado por la anomalía del río aguas abajo del *knickpoint*. Parece entonces que el río de la cuenca 14 anteriormente fluiría hacia la cuenca 10 y ahora se ha visto capturado hacia el río Medjerda, probablemente debido a la reactivación de la incisión por la captura de éste al noroeste de Testour.

5.4. Sector nororiental

A este sector solo pertenecen las cuencas 32 y 33. Estas cuencas, aunque encontrarse dentro del grupo H1 de curvas hipsométricas, presentan numerosos *knickpoints*, y en el caso del río 32, el perfil longitudinal más convexo de todas las cuencas estudiadas.

El estudio de los *knickpoints* y de las anomalías de los ríos juntamente con las observaciones de campo para la Cuenca 32 han ayudado a entender que los tres *knickpoints* superiores corresponden al resultado de capturas por el río 32, de ríos que drenaban hacia el SE. El hallazgo de un *sand point bar* en unas terrazas al este del primer *knickpoint* por encima de materiales Oligocenos, indicando paleocorrientes en sentido SE, confirma las capturas interpretadas mediante el análisis morfométrico. Además, el perfil longitudinal tan convexo del río 32 ha evidenciado que las capturas deben ser recientes, ya que el perfil muestra un estadio muy joven.

El *knickpoint* de más abajo también es el resultado de una captura. El río presenta un giro hacia el NE cuando anteriormente fluiría directamente hacia el Medjerda siguiendo el estrecho valle que se encuentra al NO del *knickpoint*.

La cuenca vecina número 33 también parece presentar capturas evidenciadas por la presencia de *knickpoints* y de anomalías en el río, aunque probablemente no sean tan recientes como en el

caso de la cuenca 32, ya que el perfil longitudinal del río es mucho más maduro (muy cóncavo). En este caso, también parece que el tramo superior hasta el primer *knickpoint* drenaría hacia el SE, tal y como se observa en la cuenca 32, y el tramo intermedio entre los dos *knickpoints* anteriormente drenaría hacia el NE. Todas estas capturas podrían estar dándose por el movimiento de la falla Tunis-Ellés (TEF) (Figura 16), que estaría levantando las cuencas y provocando erosión remontante en las partes superiores de éstas. Un leve levantamiento ya podría estar provocando estas capturas debido al suave relieve de la zona.

6. Conclusiones

El presente estudio representa el primer análisis morfométrico cuantitativo llevado a cabo en el norte de Túnez. Este análisis ha mostrado evidencias de tectónica reciente en distintas regiones, y en algunas de ellas, se han llevado a cabo trabajos de campo que han ayudado a validarlas. En los cuatro sectores en los que se ha dividido el análisis se han observado evidencias de “rejuvenecimiento” del paisaje debido al movimiento reciente de numerosas fallas de mayor o menor entidad.

En el sector suroriental se han reconocido distintas zonas de actividad reciente debidas al movimiento de fallas en dirección NE-SO con cinemática oblicua siniestra y inversa, y también al movimiento de fallas con orientaciones perpendiculares a las anteriores (NO-SE), de tipo normal. La evidencia morfométrica de la actividad tectónica está basada en la localización de varios *knickpoints* y de cuencas con perfiles convexos, altos valores de hipsometría y numerosas anomalías de los ríos. Además, segmentos de gran parte de las fallas se encuentran cartografiadas como activas en Rabaute & Chamot-Rooke (2015).

En cuanto al sector suroccidental, valores altos de hipsometría y perfiles longitudinales convexos con la presencia de *knickpoints* han evidenciado estructuras susceptibles de ser activas. Se han encontrado indicios de actividad para la falla CSGF, y otras de menor entidad propuestas en Rabaute & Chamot-Rooke (2015) como potencialmente activas. Las observaciones, juntamente con las referencias bibliográficas, parecen indicar que estas fallas presentan un movimiento direccional NE-SO con una probable componente oblicua.

En el sector noroccidental se han identificado distintas fallas susceptibles de ser activas. Por un lado, se han obtenido valores altos de hipsometría

y un perfil con la presencia de dos *knickpoints* en la cuenca 12 que se han relacionado con el posible movimiento de la falla CSGF, aunque no se ha podido demostrar con certeza. Más al norte, se ha interpretado el movimiento normal de la falla de Mateur mediante los perfiles longitudinales y los *knickpoints* de las cuencas 3, 4, 5 y 6. Por otro lado, las fallas F8 o RKTF parecen ser las causantes del levantamiento que ha originado el *knickpoint* y la curva hipsométrica convexa encontrada en la cuenca 4.

Mediante las observaciones realizadas en el campo, los resultados del análisis morfométrico, con *knickpoints* y anomalías en el valle del río Tine y en el río Medjerda, se han relacionado con dos grandes fallas, la ETF y la DF. Se han observado terrazas Plio-Cuaternarias plegadas por el movimiento de la falla ETF además de diques clásticos y volcanes de arena que sugieren terremotos de magnitud superior a 5,5-6 en la zona, probablemente producidos por esta falla durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Con estas evidencias se concluye que la falla ETF es activa y sismogénica. Además, el movimiento de la falla ETF provocó un levantamiento que propició la captura del río Medjerda por erosión remontante al NO de la población de Testour, lo cual también explica la desconexión del cañón de Bizerta con un río importante en tierra.

En el campo también se pudo reconocer una falla no descrita en la bibliografía, la falla de Dkhila, con dirección NO-SE. La actividad de esta falla ha plegado terrazas Plio-Cuaternarias, lo que demuestra una actividad tectónica reciente. Cerca de esta falla también se han localizado estructuras relacionables con la ocurrencia de terremotos como fracturas cosísmicas y un deslizamiento en una zona con muy poco pendiente del frente de falla. Estas observaciones evidencian el carácter sismogénico de esta falla.

Finalmente, en el sector nororiental se ha obtenido para la cuenca 32, el perfil más convexo de toda la zona de estudio con la presencia también de numerosos *knickpoints*. Esto sugiere la actividad reciente en esta zona, probablemente por el movimiento de la falla TEF. Estas observaciones se han validado en el campo con la identificación de un *sand point bar* que ha evidenciado la captura de ríos que drenaban hacia el SE y ahora lo hacen hacia el río Medjerda.

De estas dos fallas identificadas en el campo (ETF y DF), se han calculado las magnitudes (M_w) de los posibles terremotos ocasionados con los métodos de Well & Coppersmith (1994) y Wesnousky (2008). La magnitud mínima obtenida

para la falla ETF ha sido de 6, mediante la ecuación de Wesnousky (2008) y para los tramos ES2 y ES5, mientras que la máxima y correspondiente a la longitud total de la falla ha sido de 7,4-7,8 en función del método utilizado. Además, los segmentos ES1 y ES3 se identifican como activos en Rabaute & Chamot-Rooke (2015), y el primero parece ser el causante del devastador terremoto de Utique en el año 412 A.D. De ambos segmentos se han obtenido magnitudes de entre 6,4-6,5 y 6,2-6,4 respectivamente y mediante ambos métodos. Con esto se concluye que la magnitud mínima esperable para la falla ETF es de 6,2.

La magnitud mínima obtenida para la falla DF es de 6,2 para el segmento DS2 y el método de Wells & Coppersmith (1994). Además, la magnitud máxima para la longitud total de la falla es de 6,8.

A pesar de no disponer de una estimación de velocidades de fallas y por ello, de los tiempos de recurrencia de éstas, las magnitudes de los sismos obtenidas por ecuaciones empíricas y los antecedentes de terremotos históricos llevan a pensar que la región está expuesta a una peligrosidad sísmica considerable. Además, la cercanía de Túnez capital a ambas fallas, de tan sólo 35 km, incrementa el riesgo debido a la gran exposición de personas y bienes.

Agradecimientos

Este estudio ha sido apoyado por el proyecto de investigación Geomargen-II. Quiero agradecer también el apoyo y la colaboración del Dr. Booth-Rea y el Dr. Pérez-Peña en el análisis morfométrico y en el trabajo de campo; al Dr. Melki por el recibimiento en Túnez y el material aportado; al Dr. R.Ranero y la Dra. Gràcia por dirigir este trabajo y por sus correcciones y a la Dra. Ortuño por sus consejos y correcciones como cotutora.

Referencias

- Alyhyaoui, S. & Zouari, H. (2014). Synsedimentary folding process and transpressive tectonic during Late Miocene to Quaternary in northeastern Tunisia: case of Mateur-Menzel Bourguiba region. *Arabian Journal of Geosciences*, 7, pp. 4957-4973.
- Babault, J., Van Den Driessche, J. y Teixell, A. (2012). Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics. *Tectonics*, 31, 15p. DOI:10.1029/2011TC003015.
- Bahrouni, N., Bouaziz, S., Soumaya, A., Ben Ayed, Attafi, K., Houla, Y., El Ghali, A. y Rebai, N. (2014). *Journal of Seismology*, 18, pp. 235-256, DOI: 10.1007/s10950-013-9395-y.
- Branellec, M., Callot, J. P., Nivière, B. y Ringenbach, J. C. (2015). The fracture network, a proxy for mesoscale deformation: Constraints on layer parallel shortening history from the Malargüe fold and thrust belt, Argentina. *Tectonics*, 34, pp. 623-647, DOI: 10.1002/2014TC003738.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2011). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science Ltd., Oxford, UK, 472p.
- Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82, pp. 16-38.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, K., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. y Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45 (2), 43p. DOI: 10.1029/2005RG000183.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H. G., y Geiger, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, pp. 335-345.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V. Pérez-Romero, J. y Villegas, I. (2012a). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology*, 17p. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.12.043.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M. y Pérez-Peña, J.V. (2012b). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constructional domain of conjugate strike-slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics*. 580, pp. 27-42.
- Gueddiche, M., Ben Ayed, N., Mohammadioun, G., El Ghali, A., Chekhma, H., Diament, M. y Dubois, J. (1998). Etude sismotectonique de la Tunisie nord-orientale. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 169, pp. 789-796.
- Keller, E.A. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 362p.
- Kirby, E. & Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, pp. 54-75.
- Ksentini, A. & Romhdane, N.B. (2011). On the seismic risk assessment of Tunis urban area: uncertainties investigation and treatment using logic tree approach. Sixth International Conference of Seismology and Earthquake Engineering, 16-18 Mayo 2011, Tehran, Iran, 15p.
- Ksentini, A. & Romhdane, N.B. (2014). Updated seismic hazard assessment of Tunisia. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12, pp. 647-670.
- Lamotte, D.F., Saint Bezar, B. y Bracène, R. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19 (4), pp. 740-761.
- Martínez-Díaz, J.J. & Hernández-Enrille, J.L. (2004). Neotectonics and morphotectonics of the southern Almera region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 93, pp. 189-206. DOI: 10.1007/s00531-003-0379-y.
- Matos, B., Tomljenovic, B. y Trenc, N. (2014). Identification of tectonically active areas using DEM: a quantitative morphometric analysis of Mt. Medvednica, NW Croatia. *Geological Quarterly*, 58 (1), 19p.

- McCalpin, J. (2009). *Paleoseismology*, 2a Edición. Academic Press, 848p. ISBN: 9780123735768.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., y Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155 (1), pp. 126-138.
- Mejri, L., Regard, V., Carretier, S., Brusset, S y Dlala M. (2010). Evidence of Quaternary active folding near Utique (Northeast Tunisia) from tectonic observations and a seismic profile. *Comptes Rendus Geoscience*, 342 (11), pp. 864-872.
- Melki, F., Zouaghi, T., Ben Chelbi, M., Bedir, M. y Zargouni, F. (2010). Tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north-eastern Tunisia offshore. *Comptes Rendus Geoscience*, 342 (9), pp. 741-753.
- Melki, F., Zouaghi, T., Harrab, S., Sainz, A.C., Bedir, M. y Zargouni, F. (2011). Structuring and evolution of Neogene transcurrent basins in the Tellian foreland domain, north-eastern Tunisia. *Journal of Geodynamics*, 52 (1), pp. 57-69.
- Melki, F., Zouaghi, T., Ben Chelbi, M., Bédir, M. y Zargouni, F. (2012). Role of the NE-SW Hercynian Master Fault Systems and Associated Lineaments on the Structuring and Evolution of the Mesozoic and Cenozoic Basins of the Alpine Margin, Northern Tunisia. En: *Tectonics: Recent Advances* (Ed. Evgenii Sharkov), InTech 2012, pp. 131-168, ISBN 978-953-51-0675-3.
- Papanikolaou, I.D., Van Balen, R., Silva, P.G. y Reicheter, K. (2015). Geomorphology of active faulting and seismic hazard assessment: New tools and future challenges. *Geomorphology*, 237, pp. 1-13.
- Peña, S.A. & Abdelsalam, M.G. (2006). Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: Implications for oil and gas exploration. *Journal of African Earth Sciences*, 44, pp. 203-219.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., y Delgado, J. (2009a). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research*, 114, 15p. DOI:10.1029/2008JF001092.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M. y Azor, A. (2009b). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35, pp. 1214-1223.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M. y Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, pp. 74-87.
- Philip, H. & Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2 (1), pp. 17-49.
- Rabaute, A. & Chamot-Rooke, (2015). Active tectonics on the Africa-Eurasia boundary from Algiers to Calabria, Mapa escala 1:500000, París, ISBN 978-2-9548197-0-9.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Horváth, E. y Telbisz, T., (2009). Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104, pp. 203-217.
- Service Géologique National (1985). Mapa Geológico de Túnez escala 1:500000, Mapas Regionales Geológicos de Túnez escala 1:50000. Departement de la Geologie, Office National des Mines, Ministère de l'Economie Nationale, République Tunisienne.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K. y Litchfield, N. (2013). Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103 (6), pp. 1-19, DOI: 10.1785/0120130052.
- Strahler, A. N. (1952a). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (9), pp. 923-938.
- Strahler, A.N. (1952b). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, pp. 1117-1142. DOI: 10.1130/0016-7606.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), pp. 974-1002.
- Wesnousky, S.G. (2008). Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (4), pp. 1609-1632, DOI: 10.1785/0120070111.
- Zarroca, M., Linares, R., Roqué, C., Rosell, J. y Gutiérrez, F. (2013). Integrated geophysical and morphostratigraphic approach to investigate a coseismic (?) translational slide responsible for the destruction of the Montclús village (Spanish Pyrenees). *Landslides*, 11, pp. 655-671. DOI: 10.1007/s10346-013-0427-z.
- Zargouni, F. (1978). Analyse structurale de la chaîne de Lansarine (zone des diapirs, Atlas tunisien). *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles, Tunis*, 13, pp. 97-104.