



**Evolución tectónica y
geomorfológica reciente de las
cuencas de antepaís subatlásicas:
Cuencas de Missouri y Ouarzazate.**

ALVAR PASTOR CASTILLA

Departament de Geologia

UAB

Universitat Autònoma
de Barcelona

Febrero de 2013

Departament de Geologia
Universitat Autònoma de Barcelona

**Evolución tectónica y
geomorfológica reciente de las
cuencas de antepaís suratlásicas:
Cuencas de Missouri y Ouarzazate**

ALVAR PASTOR CASTILLA

Memoria presentada para optar al grado de doctor en Geología

Directores:

María Luisa Arboleya Cimadevilla

y

Antonio Teixell Cácharo

Febrero 2013

Agradecimientos:

Aunque la experiencia vivida me lleva a pensar que una tesis doctoral es un trabajo individual en el que nadie va a hacer lo que no hagas por ti mismo. Es justo agradecer y dedicar el resultado final a tantas personas que han estado a mi lado durante este periodo. Al término de esta etapa de mi vida, quiero expresar un profundo agradecimiento a quienes con su ayuda, apoyo y comprensión me alentaron a lograr este objetivo. Personas que, a menudo sin saberlo, han convertido esta época de mi vida en un gran aprendizaje, y merecen un reconocimiento en estas líneas.

En primer lugar, agradecer a Antonio Teixell y María Luisa Arboleya por aceptarme para realizar esta tesis doctoral bajo su dirección, dándome así la oportunidad de llevar a cabo esta aventura. Quiero agradecerles también el haberme proporcionado las herramientas necesarias para realizar este trabajo, y las largas horas dedicadas a la corrección y mejora de los manuscritos que componen esta tesis.

Un especial reconocimiento a Julien Babault por abrirme las puertas de la geomorfología y descubrirme sus aplicaciones. Una parte importante de esta tesis no hubiese sido posible sin su dedicación y paciencia. Sin duda, ha sido una pieza fundamental en la realización de esta tesis.

A Lewis Owen por invitarme a usar el laboratorio de geocronología de la universidad de Cincinnati, asesorarme en todo lo necesario, y contribuir a que mi estancia en Cincinnati se convirtiera en una gran experiencia.

A Doug Burbank por acogerme fantásticamente y adoptarme como uno más de sus estudiantes durante mi estancia en el departamento de ciencias de la tierra de la Universidad de Santa Bárbara (UCSB).

A todo el personal del departamento de geología de la UAB por el trato que me han dado durante estos años.

A Isaac Corral por guiarme, apoyarme y no haber fallado nunca en todo el tiempo que hemos pasado juntos, desde el primer curso de licenciatura hasta la fecha.

A Carlos Ponce por el aire fresco, la espontaneidad y los buenos momentos.

A los “precarios” del departamento: Mireia, Marc, Lucía, Ana, Miquel, Salva, por las charlas durante el almuerzo y el compañerismo siempre presente entre nosotros.

A toda mi familia, especialmente a mis padres y mi hermana, por creer en mí y aconsejarme sabiamente en todo momento. Sin su apoyo, colaboración e inspiración habría sido imposible llevar a cabo esta dura empresa.

A Sandra Armengol por haber aguantado mis peores ánimos y ayudarme tantas veces a superarlos. Por los grandes momentos que vivimos juntos, esta tesis también es suya.

A mis amigos de Vila: Marta, Cris, Ruxy, Audi, Viñas, Borrat, Peta y Salvi, por ayudarme a desconectar, por estar siempre allí, y por todas las experiencias vividas durante estos años.

A Núria Soler por animarme durante la recta final y junto a quien espero emprender un gran proyecto.

Este estudio ha sido financiado por los proyectos: CGL2006-07226, CGL2010-15416, Consolider-Ingenio 2010 CDS2006-00041 (TOPOIBERIA), y CGL2007-66431-CO2-01 (TOPOMED).

Resumen

Esta tesis presenta un estudio sobre la neotectónica y la dinámica de la red fluvial en dos cuencas de antepaís de las cordilleras del Atlas de Marruecos, la cuenca de Ouarzazate, situada al sur del Alto Atlas, y la cuenca de Missouri, al sur del Medio Atlas. Las cuencas de Ouarzazate y Missouri acumularon sedimentos durante el Neógeno, pero actualmente presentan un drenaje externo, y por tanto están en erosión. La reciente incisión fluvial ha creado un paisaje dominado por extensos depósitos fluviales y aluviales encajados, formados por sedimentos gruesos depositados durante el Pleistoceno por los ríos que drenan las montañas adyacentes. Las estructuras más frontales del frente sur del Alto y Medio Atlas emergen en el interior de las cuencas de antepaís estudiadas, deformando toda la serie del relleno sedimentario, incluso los depósitos cuaternarios, que actúan como marcadores tectónicos. Las dataciones de depósitos fluviales encajados (edades de abandono), ya existentes en la cuenca de Ouarzazate, y realizadas a propósito de este trabajo en la cuenca de Missouri, constituyen un marco geocronológico para el cálculo de las tasas de deformación tectónica e incisión fluvial en las dos cuencas estudiadas.

En la cuenca de Ouarzazate, donde estudios previos habían propuesto un control esencialmente climático sobre la dinámica de encajamiento de la red fluvial, se demuestra que el proceso de formación y abandono de niveles de depósitos fluviales encajados (glacis y terrazas) está frecuentemente controlado por capturas fluviales favorecidas por el “cover effect” que afecta a los ríos principales. Por otro lado, la medición de las flexiones que las estructuras tectónicas producen en los marcadores datados permite calcular tasas de deformación tectónica reciente. La comparación entre las tasas de acortamiento recientes (~ 0.1 mm/a) con las tasas a largo plazo (~ 0.04 mm/a desde el Mioceno), calculadas mediante la restitución de secciones geológicas, ha constatado un incremento de la velocidad de deformación en el frente Subatlásico. Este incremento, reconocido en una sola estructura, no representa un incremento general de la convergencia, sino el desplazamiento de la actividad tectónica hacia el antepaís probablemente debido a la variación en el campo de esfuerzos inducida por la descarga isostática causada por el vaciado erosivo de la cuenca. Además, se ha constatado la posibilidad de un terremoto de magnitud 6 en la zona de Ouarzazate, aunque con un largo periodo de recurrencia (~ 10 ka).

En la cuenca de Missouri, el estudio geomorfológico de la cuenca hidrográfica del río Moulouya desvela que la red fluvial está ajustándose a un nuevo régimen desde que la antigua cuenca endorreica conectara con el Mediterráneo. Los perfiles longitudinales de los principales cauces presentan *knickpoints* de dimensiones destacables, tanto en los ríos que drenan el Jebel Bou Naceur (Medio Atlas), como en los que drenan los *Hauts Plateaux* (margen distal de la cuenca). El salto vertical de los *knickpoints* que drenan el Jebel Bou Naceur, estimado en de 800-1000 metros, corresponde a suma de la incisión fluvial derivada del descenso general del nivel de base en la red fluvial principal, (500-600 metros), más el levantamiento tectónico del Medio Atlas respecto a la cuenca de Missouri (300-400 metros). Los depósitos aluviales datados en la cuenca de Missouri también han sido utilizados como marcadores para determinar las tasas recientes de deformación tectónica e incisión fluvial, dando como resultado valores equiparables a los obtenidos en la cuenca de Ouarzazate. Los nuevos datos aportan información sobre cómo fueron los primeros estadios de erosión en la cuenca de Missouri.

Abstract

This thesis presents a thorough study about the neotectonics and the dynamics of the Quaternary river network in two foreland basins of the Atlas Mountains of Morocco, the Ouarzazate basin and the Missouri Basin. These basins are located to the south of the High and Middle Atlas respectively, and accumulated terrestrial sediments during the Neogene. Now they show an external drainage, and therefore are in a state of erosion. The recent fluvial incision has created a landscape dominated by extensive and embedded (terrace) levels of fluvial and alluvial deposits of Pleistocene age, consisting of coarse sediments deposited by rivers draining the adjacent mountains. The tectonic structures of the southern front of the High and Middle Atlas emerge within the foreland basins, deforming the entire sedimentary series, even the Quaternary deposits, which act as markers for neotectonic deformation. Cosmogenic dating of embedded fluvial deposits (abandonment ages), which were previously available in the Ouarzazate basin, and acquired in this work in the Missouri Basin, provide a geochronological framework for calculating rates of tectonic deformation and fluvial incision in both foreland basins.

In the Ouarzazate basin, where previous studies have proposed a climatic control on the dynamics of the river network, it is shown that the aggradation and abandonment of the embedded levels of fluvial deposits (glacis and terraces) is often controlled by fluvial piracy, which is favored by the "cover effect" that affects trunk streams. On the other hand, the measurements of tectonic flexures affecting dated surfaces (tectonic markers) allow obtaining reliable values of recent tectonic rates of individual structures. The comparison between the recent (~ 0.1 mm/yr) and long-term shortening rates (~ 0.04 mm/yr since the middle Miocene), calculated by restoring geological sections, attests an increase of deformation rates in the frontalmost structure of southern High Atlas, emerging in the Ouarzazate basin. This increase is local and does not necessarily represent a general increase in convergence rates at the plate scale, but the displacement of tectonic activity toward the foreland is probably due to variation in the stress field induced by the isostatic discharge caused by the erosional emptying of the basin. In addition, I note the possibility of an earthquake of magnitude 6 in the region of Ouarzazate, albeit with a large quiescence period (~ 10 ky).

In the Missouri Basin, a geomorphological study reveals that the Moulouya basin river network is adjusting to a new regime since the basin became externally drained and connected to the Mediterranean. There are knickpoints of remarkable large dimensions in the longitudinal profiles of both the main rivers draining the Middle Atlas and the ones draining the Hauts Plateaux (distal margin of the basin). These knickpoints are preserved in lithological contrasts and have been created by two different mechanisms: incision in the lower reaches of rivers induced by the base level drop, estimated at 500-600 meters, and tectonic uplift of the Jebel Bou Naceur (Middle Atlas) with respect the Missouri Basin, estimated at 300-400 meters. The alluvial deposits dated in the Missouri Basin have been used to determine recent fluvial incision and tectonic rates of tectonic deformation, which are comparable to the ones calculated in the Ouarzazate basin. The new data acquired provide information about the first stages of erosion in the Missouri basin, which were controlled by a fast base level drop.

Índice

Introducción

Objetivos y estructura de esta tesis	09
Breve introducción a las cordilleras del Atlas	19

Parte 1. La cuenca de antepaís de Ouarzazate

1.1. Contexto geológico	27
- Relleno terciario de la cuenca de Ouarzazate	30
- Historia geológica de la cuenca de Ouarzazate durante el Cenozoico	33
- Los depósitos fluviales cuaternarios	35
1.2. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate	41
Introduction	41
Geological setting	45
Methods	48
Analysis and results	51
Discussion	69
Conclusions	76
1.3. Rates of Quaternary deformation in the Ouarzazate basin	79
Introduction	79
Geographic and tectonic setting	81
Stratigraphy	82
Morphotectonic analysis and structural uplift	85
Analysis of the deformation rates	95
Discussion	98
Conclusions	100

Parte 2. La cuenca de antepaís de Missouri y la cuenca hidrográfica del río Moulouya

2.1. Contexto geográfico y geológico	105
El Alto Moulouya	107
Los <i>Hauts Plateaux</i>	107
La cuenca de Guercif	109
La cuenca de Missouri	109
El jebel Bou Naceur	111
2.2. Morfología y vaciado erosivo del área drenada por el río Moulouya	111
Introducción	113
Background: <i>knickpoints</i> en los perfiles longitudinales de los ríos	114
Reconstrucción de paleoperfiles	115
Análisis geomorfológico de la cuenca hidrográfica del río Moulouya	117
Descenso del nivel de base y erosión en la cuenca del río Moulouya	128
Levantamiento tectónico del Jbel Bou Naceur respecto la cuenca de Missouri	132
Características de los cauces menores que drenan el Jbel Bou Naceur	134
Conclusiones	141
2.3. Tasas de deformación e incisión reciente en la cuenca de Missouri .	141
Introducción	113
La zona de estudio: El valle del río Chegg Ard	145
Datación de las superficies	152
Interpretación y discusión	160
Conclusiones	173

Conclusiones
..... 179

Referencias
..... 190

Introducción

Objetivos y estructura de la tesis

La realización de la presente tesis doctoral complementa un conjunto de estudios realizados en el sistema atlásico marroquí por parte de un grupo de investigación del departamento de Geología de la UAB, del cual formo parte.

Durante los últimos años varios estudios tectónicos y geofísicos han demostrado que la elevación topográfica de las montañas del Atlas y sus zonas adyacentes se debe a una combinación de procesos de acortamiento cortical y procesos de origen mantélico (p.e., Teixell et al., 2003, 2005; Zeyen et al., 2005; Missenard et al., 2006). Estudios geomorfológicos (Babault et al., 2008) o termocronológicos (Barbero et al., 2007; Missenard et al., 2008; Balestrieri et al., 2009) han medido tasas de levantamiento, exhumación o denudación a largo plazo (10^6 años). Sin embargo, el papel que juega cada uno de estos procesos en la generación de relieve aún genera controversia.

El objetivo de esta tesis consiste en realizar el primer estudio completo sobre la tectónica y la incisión fluvial recientes (10^5 años) en las cordilleras del Atlas Marroquí. Los estudios sobre deformación tectónica e incisión fluvial recientes se enmarcan en el ámbito de la geomorfología tectónica. Tal como describen Burbank y Anderson (2001), la geomorfología tectónica estudia la relación entre los procesos tectónicos que tienden a crear relieve y los procesos superficiales con tendencia a reducirlo.

El reciente auge de las tecnologías en el campo de la información geográfica debido al desarrollo de la tecnología GPS y la utilización generalizada de imágenes de satélite, la información topográfica aportada por los modelos digitales de elevación (DEM), y el avance en las técnicas de datación (geocronología), han disparado la realización de estudios basados en el análisis del paisaje y sus variaciones, y la publicación de éstos en revistas científicas. Las nuevas tecnologías han abierto un amplio abanico de posibilidades en el campo de la geomorfología clásica, convirtiéndola en una rama multidisciplinar con posibilidad de ser utilizada para resolver cuestiones en distintos campos de la geología, como la tectónica o la sedimentología.

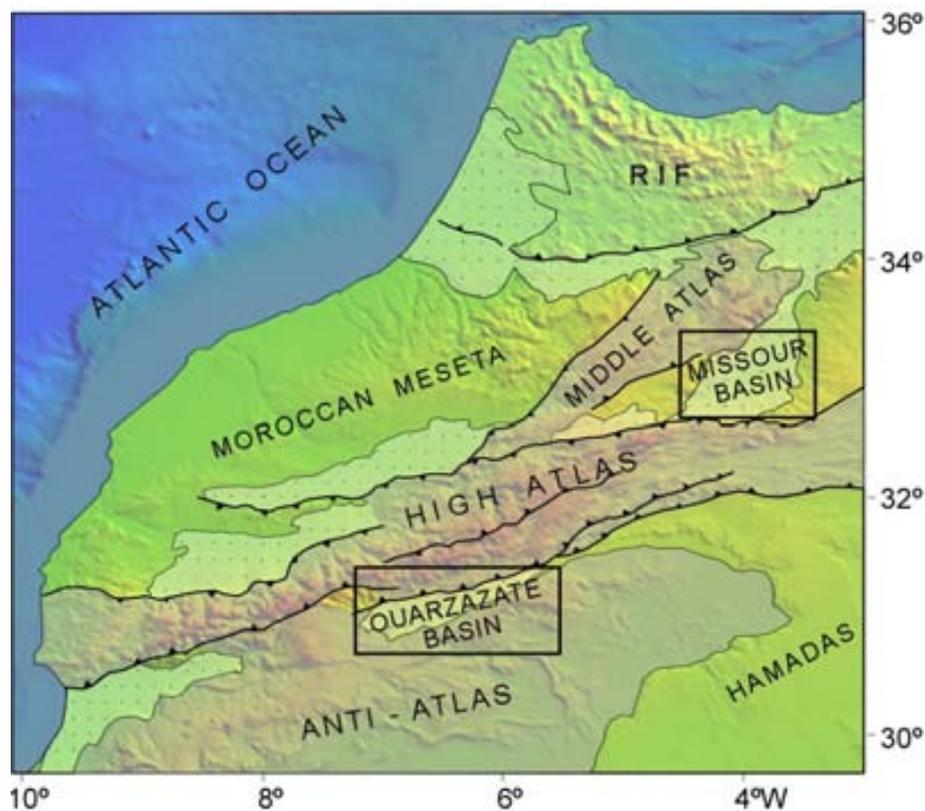


Fig. 1. Modelo digital de elevaciones del sistema atlásico marroquí con un esquema tectónico y las principales unidades morfoestructurales (modificado de Teixell et al., 2009).

Esta tesis se focaliza en dos cuencas de antepaís del frente subatlásico, la cuenca de Ouarzazate, situada al sur del Alto Atlas central (fig. 1), y la cuenca de Missouri, situada al sur del Medio Atlas (fig. 1). La elección de estas cuencas no es ni mucho menos casual, pues vino precedida por una prospección en las diversas cuencas adyacentes a las montañas del Atlas que sirvió para determinar cuáles presentaban las mejores condiciones para la realización de un estudio sobre la tectónica reciente. Las cuencas de antepaís de Ouarzazate y Missouri cumplen los requisitos básicos para el estudio de la tectónica reciente: La presencia de estructuras tectónicas activas que deforman depósitos cuaternarios con posibilidad de ser datados, los cuales actúan como marcadores tectónicos.

Las cuencas de Ouarzazate y Missouri están actualmente en erosión debido a un drenaje externo, y sus superficies están cubiertas por depósitos fluviales y aluviales encajados, formados por sedimentos gruesos depositados por los ríos que drenan las montañas adyacentes. Las estructuras más frontales del frente sur del Alto y Medio Atlas emergen en el interior de las cuencas de antepaís estudiadas, deformando la serie del relleno sedimentario.

Los niveles de depósitos fluviales encajados presentan evidentes síntomas de deformación tectónica en superficie (flexiones o escarpes de falla). El grado de deformación aumenta con la antigüedad del depósito (fig. 2). Las terrazas y abanicos fluviales son algunas de las superficies más utilizadas como marcadores tectónicos para el periodo Cuaternario (p.e., Burbank y Anderson, 2001). Estas formaciones suelen estar adosadas a los frentes de los orógenos activos, siendo sucesivamente deformados por las estructuras tectónicas más frontales, lo que respresenta un registro del avance de la deformación hacia el *foreland*. Además, estos depósitos pueden ser datados con cierta fiabilidad mediante el análisis de Isótopos Cosmogénicos In Situ (abreviados con las siglas TCN en inglés). Los TCN son isótopos que se producen por interacción de la radiación cósmica con átomos incluidos en los minerales presentes en la corteza terrestre y que quedan preservados en el interior de las redes cristalinas. El análisis de los TNC permite conocer el tiempo de exposición de una superficie a los rayos cósmicos. En el caso de los depósitos fluviales encajados, el tiempo de exposición corresponde al tiempo transcurrido desde que fueron abandonados (incididos) por el río que los formó. El isótopo de Berilio está presente en el cuarzo y es el más utilizado para la datación de depósitos fluviales de edades cuaternarias. Las dataciones realizadas por Arboleya et al. (2008) en la cuenca de Ouarzazate, y la datación de unos depósitos fluviales en la cuenca de Missouri realizada como parte de este trabajo, han sido esenciales para la realización de la tesis.

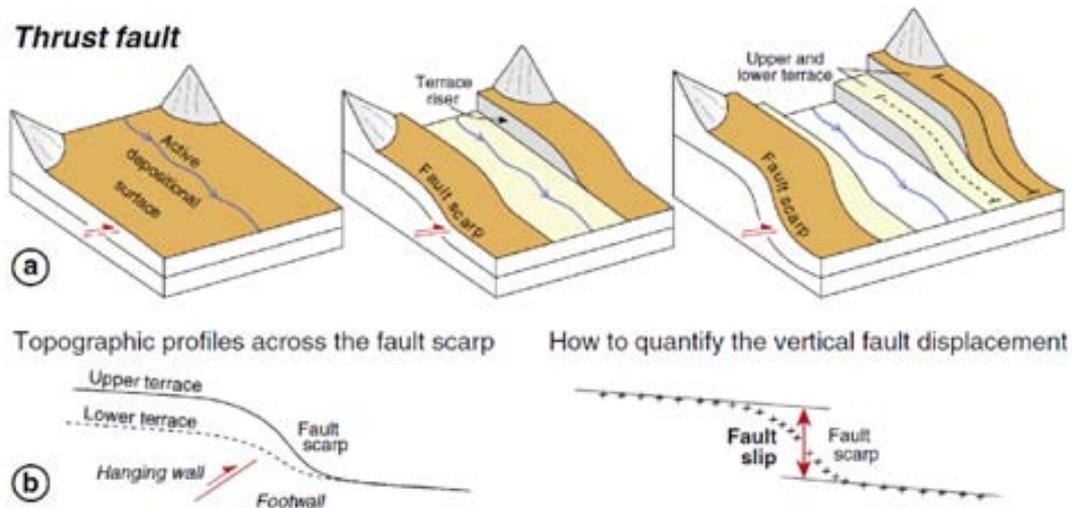


Fig. 2. (a) Esquema de un cabalgamiento activo del frente montañoso (flecha roja) que genera un escarpe de falla en unos materiales fluviales. La formación de dos niveles de terrazas es debida a la incisión fluvial, más activa en el bloque que se levanta. La terraza más antigua acumula mayor deformación. (b) Los perfiles topográficos perpendiculares al escarpe de falla permiten cuantificar la componente vertical del desplazamiento desde la formación de las terrazas. El desplazamiento vertical dividido por la edad de la terraza indica la tasa de desplazamiento vertical promedio desde el abandono de la superficie deposicional. (Modificado de Hetzel, 2013).

Durante la elaboración de esta se ha utilizado diversa metodología y puede considerarse un trabajo multidisciplinar. A continuación, una breve descripción de las más importantes labores realizadas:

- **Cartografía** de los depósitos cuaternarios y **caracterización de las estructuras tectónicas** en cada una de las zonas estudiadas, a partir de los datos de campo (obtenidos en campañas in-situ), e imágenes de satélite: Aster, Landsat, así como las imágenes disponibles en Google Earth.
- **Análisis de la red de drenaje** a partir del DEM y mediante el software “surface analysis” del programa “ArcGis”. Se han extraído e interpretado los perfiles longitudinales de los ríos.

- **Geocronología:** En esta tesis se ha datado la edad de abandono de distintas superficies deposicionales cuaternarias mediante el TCN ^{10}Be . El procedimiento incluye el muestreo in-situ, el procesado de las muestras para la separación del Be realizado en el laboratorio de TNC de la Universidad de Cincinnati (USA), el análisis de los datos obtenidos, y el cálculo de las edades utilizando criterios estadísticos.
- **Análisis del relieve** a partir de la base topográfica del Modelo Digital de Elevaciones (DEM), generado por las "Shuttle Radar Topographic Missions" (SRTM_90 v4). Se han medido multitud de gradientes deposicionales, flexiones tectónicas, e incisión fluvial.

Esta tesis está dividida en dos bloques que corresponden a cada una de las dos zonas estudiadas. Cada bloque contiene una breve introducción al contexto geológico y dos apartados donde se muestra el trabajo realizado y las conclusiones obtenidas.

En los siguientes párrafos se presenta una breve descripción del trabajo realizado en cada uno de los cuatro apartados, y las razones por las cuales el objetivo inicial de la tesis (centrado la tectónica activa) ha sufrido un proceso de evolución a lo largo de la realización de ésta.

Parte 1: La cuenca de Ouarzazate:

Inicialmente los trabajos de investigación se focalizaron en la cuenca de Ouarzazate, bien conocida gracias a la tesis de Tesón (2009). Además, las dataciones realizadas por Arboleya et al. (2008) en depósitos fluviales cuaternarios proporcionaron un marco geocronológico para el estudio de la dinámica fluvial y la tectónica reciente en el frente subatlásico. Aunque algunas de las edades obtenidas no se ajustan demasiado bien a los cambios en el registro climático (tabulados en Winograd et al., 1997), Arboleya et al. (2008) atribuyen la formación de depósitos fluviales escalonados a cambios

climáticos. Puesto que se partía de la idea de que la formación y abandono de los depósitos fluviales de la cuenca de Ouarzazate estaba controlada por cambios climáticos, parecía que era viable la correlación de edades de los depósitos datados hacia otros depósitos en los valles adyacentes (p.e., Thompson et al., 2002). Sin embargo, al tratar de realizar la correlación se hicieron evidentes las diferencias entre los distintos sistemas fluviales y la consiguiente dificultad para correlacionar superficies deposicionales a partir de los criterios geomorfológicos más convencionales (número de niveles y su elevación respecto al canal activo). Los objetivos que se perseguían en la cuenca de Ouarzazate eran: **1)** entender la dinámica fluvial de sus ríos principales, de forma que fuera posible la correlación entre sus depósitos, y **2)** obtener valores fiables de las tasas de deformación recientes en las estructuras del frente Subatlásico, y compararlas con los valores de tasas de deformación a largo plazo (Tesón y Teixell, 2008; Tesón et al., 2010).

En el primer capítulo, las dificultades para correlacionar depósitos pertenecientes a distintos sistemas fluviales me hicieron replantear el modelo de control climático sobre la formación de los sistemas de glaciares y terrazas fluviales de la cuenca de Ouarzazate que había sido formulado por Arboleya et al. (2008). La necesidad de responder preguntas cómo: ¿las dataciones de las terrazas de un valle pueden ser extrapoladas a la totalidad de una región?, ¿es posible que cauces vecinos tengan un número distinto de depósitos fluviales?, o ¿pueden tener distintas edades unos marcadores situados a elevaciones parecidas?, me hizo profundizar en la bibliografía sobre sistemas fluviales en erosión con el objetivo de determinar que mecanismo controla el régimen fluvial de los cauces en la cuenca de Ouarzazate.

La observación de la red fluvial en detalle puso en evidencia la existencia de extensos pedimentos erosivos formados por los ríos interfluviales que solo drenan el piedemonte. Lo curioso es que algunos de estos pedimentos están incididos a cotas inferiores que los ríos principales adyacentes y presentan gradientes más bajos que los que drenan el Alto Atlas y tienen áreas de drenaje significativamente mayores. Este

fenómeno, contrario a las leyes clásicas de la erosión, pone de manifiesto las peculiaridades de la evolución fluvial en la cuenca de Ouarzazate, dónde los sedimentos transportados y las capturas fluviales ejercen un importante control sobre la dinámica (incisión o agradación) de los ríos que drenan el Alto Atlas. El estudio realizado, cuyos resultados han sido publicados en las revistas *Geogaceta* y *geomorphology*, demuestra que la formación de los depósitos fluviales durante la etapa erosiva de la cuenca de Ouarzazate obedece a fenómenos complejos (p.e., Schumm, 1973), los cuales interactúan con la tectónica, el clima o el nivel de base. Un nuevo trabajo en las cuencas de antepaís del Pirineo, actualmente en proceso, demuestra la ocurrencia de un proceso parecido en que los ríos principales son capturados por cauces que solo drenan el piedemonte (Pastor et al., 2012).

El segundo capítulo se focaliza en las tasas recientes de deformación de las estructuras del frente subatlásico, ya en el interior de la cuenca de Ouarzazate, donde existen depósitos fluviales cuaternarios deformados. La actividad tectónica reciente ha sido documentada en los trabajos de Couvreur (1973) y Sébrier et al. (2006), pero no ha sido rigurosamente cuantificada por la ausencia de marcadores datados. Las dataciones realizadas por Arboleya et al. (2008) proporcionan un marco geocronológico de las superficies deposicionales encajadas en valles fluviales de la cuenca de Ouarzazate. A pesar de las dificultades en la correlación entre los depósitos pertenecientes a distintos sistemas fluviales puestas de manifiesto en el capítulo anterior, ha sido posible extrapolar la edad de dos superficies datadas a otras dos superficies situadas a elevaciones similares respecto al canal activo, en sistemas fluviales vecinos con áreas de drenaje equiparables y asumiendo que estos deben haber incidido a un ritmo parecido a escalas temporales de más de 100 ka. Además de la correlación, en este trabajo se ha medido el salto vertical de las flexiones que producen las estructuras en los marcadores tectónicos de edades conocidas (Fig. 2b). A partir de las edades de abandono de estos marcadores se ha podido definir la actividad tectónica reciente de las estructuras en el interior de la cuenca de Ouarzazate. Los

resultados obtenidos podrán ser complementados, en un futuro próximo, con los datos obtenidos mediante una red de GPS de posición fija ya instalada que registrarán el desplazamiento vertical y horizontal en distintos puntos de los márgenes de la cuenca de Ouarzazate (Gil et al., 2008).

La elaboración de secciones geológicas a nivel de los sedimentos terciarios que constituyen el relleno de la cuenca ha permitido la caracterización de la deformación, así como la determinación del acortamiento tectónico acumulado. Los sedimentos de la serie terciaria están notablemente deformados por las mismas estructuras tectónicas que deforman los marcadores cuaternarios, presentando incluso algunas discordancias sedimentarias locales. La datación paleomagnética de la serie (Tesón et al., 2010) permite definir la edad de estas discordancias, y definir el inicio de la actividad tectónica de estas estructuras. A partir de los datos disponibles, he calculado unas tasas de deformación para largo (desde el Mioceno medio) y corto plazo (Pleistoceno superior). La comparación entre las tasas constata una aceleración reciente de la deformación en la zona frontal del sistema subatlásico.

Parte 2: La cuenca hidrográfica del río Moulouya y la cuenca de antepaís de Missouri

El estudio de la cuenca hidrográfica del río Moulouya, mediante el análisis del DEM y los perfiles longitudinales de los ríos, desvela que la red fluvial está ajustándose a un nuevo régimen desde que la antigua cuenca endorreica conectara con el Mediterráneo. Este trabajo se focaliza en la cuenca de Missouri, donde emergen las estructuras más frontales del Medio Atlas, deformando el relleno sedimentario de la cuenca. El estudio de la cuenca de Missouri empezó con la búsqueda del mejor valle fluvial para realizar dataciones de superficies deposicionales de edad cuaternaria, con la intención de utilizarlas como marcadores tectónicos. Tras la observación mediante imágenes de satélite, se realizó una campaña de campo para recoger muestras en superficies deposicionales en el valle del río Chegg Ard, que es el río principal que

drena el Jebel Bou Naceur hacia la cuenca de Missouri. Las muestras recogidas fueron procesadas por mi mismo en el laboratorio de TNC de la universidad de Cincinnati (USA), y analizadas en el acelerador de masas (AMS) del Lawrence Livermore National Laboratory (USA). Los objetivos de estas dataciones eran: 1) determinar si el abandono de depósitos fluviales en la cuenca de Missouri estaría controlado por factores climáticos, y si estos podrían correlacionarse con los de la cuenca de Ouarzazate, y 2) obtener un marco geocronológico para medir las tasas de incisión y levantamiento estructural relativo en el frente sur del Medio Atlas, delante del Jebel Bou Naceur. Finalmente, los resultados de las dataciones combinados con un análisis geomorfológico de la red fluvial del área drenada por el río Moulouya, aportan resultados interesantes sobre la evolución reciente de la cuenca de Missouri.

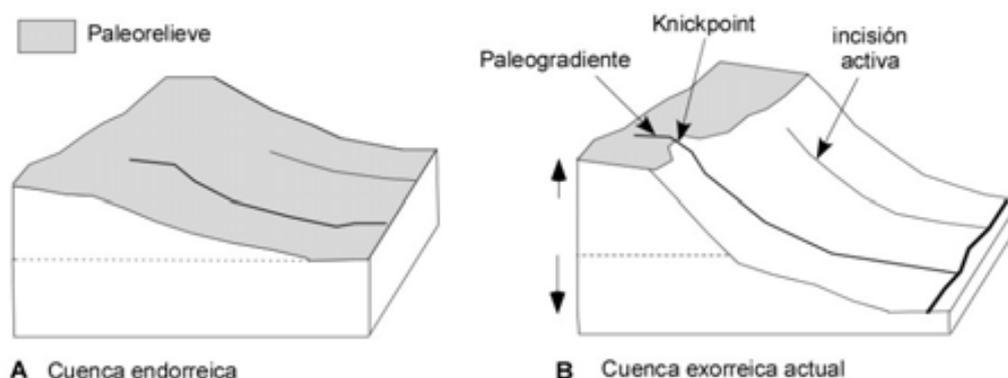


Fig. 3. El Jebel Bou Naceur (Medio Atlas) presenta una superficie elevada remanente de un régimen fluvial anterior (paleorelieve), cuando las cuencas de Missouri y Guercif eran endorreicas. La elevación de esta superficie elevada respecto a la superficie actual de la cuenca de Missouri se debe a dos procesos: el levantamiento tectónico del Jebel Bou Naceur respecto a la cuenca de Missouri y la erosión de la superficie de la cuenca desde que ésta tiene un drenaje externo.

El tercer capítulo de esta tesis muestra un estudio completo de la cuenca hidrográfica del río Moulouya, realizado a partir del modelo de elevación digital SRTM_90 y mediante el software ArcMap. El estudio se focaliza en los perfiles longitudinales de los

cauces principales que conforman la red de drenaje del río Moulouya, donde se observa la presencia de numerosos *knickpoints* de dimensiones destacables. La observación más interesante es que los *knickpoints* se encuentran tanto en los ríos que drenan el Medio Atlas, como en los que drenan los *Hauts Plateaux* (margen de antepaís). El análisis sistemático de los perfiles longitudinales demuestra que el salto vertical de los *knickpoints* es el resultado de dos mecanismos:

1) la incisión derivada del descenso del nivel de base en toda la cuenca hidrográfica del río Moulouya desde su conexión con el Mediterráneo ha afectado al tramo inferior de los ríos, pero su propagación aún no ha llegado al tramo superior, donde se preserva el paleogradiante del río (fig. 3).

2) el levantamiento tectónico del Medio Atlas (Jebel Bou Naceur) respecto a la superficie de la cuenca de Missouri. A partir de los paleogradientes preservados en los tramos superiores de los ríos se ha reconstruido la paleosuperficie de la cuenca endorreica, y se propone el espesor de sedimentos erosionados durante la etapa erosiva de la cuenca (fig. 3).

En el cuarto capítulo presento las primeras dataciones, realizadas mediante el isótopo cosmogénico ^{10}Be , en depósitos aluviales cuaternarios de la cuenca de Missouri. Las edades obtenidas proporcionan un marco geocronológico de la evolución reciente de la tectónica y el paisaje de la cuenca de Missouri. Los depósitos datados han sido utilizados como marcadores para determinar las tasas recientes de incisión fluvial. La caracterización de las estructuras tectónicas en el interior de la cuenca permite discernir entre la incisión estrictamente causada por el descenso del nivel de base en la red fluvial principal, y la incisión favorecida por el levantamiento estructural. Conjuntamente con el estudio geomorfológico del capítulo anterior, los nuevos datos aquí aportados permiten descifrar cómo fueron los primeros estadios de erosión de la cuenca de Missouri, y constituyen una mayor aproximación al momento de su apertura.

Breve introducción a las cordilleras del Atlas

En la actualidad, la placa euroasiática y la placa africana convergen oblicuamente a velocidades de entre 4 y 6 mm/a, con una dirección aproximada ESE-WSW (p.e., Jiménez-Munt et al. 2001; Sella et al. 2002; McClusky et al. 2003; Serpelloni et al. 2007). Esta convergencia es la responsable del desarrollo de los principales sistemas montañosos del norte de África. La cordillera del Rif-Tell es orógeno de borde de placa mientras que las cordilleras del Atlas se sitúan unos cientos de kilómetros al sur del límite de placas y constituyen la manifestación más meridional del Sistema Alpino Mediterráneo, limitando al sur con el África estable.

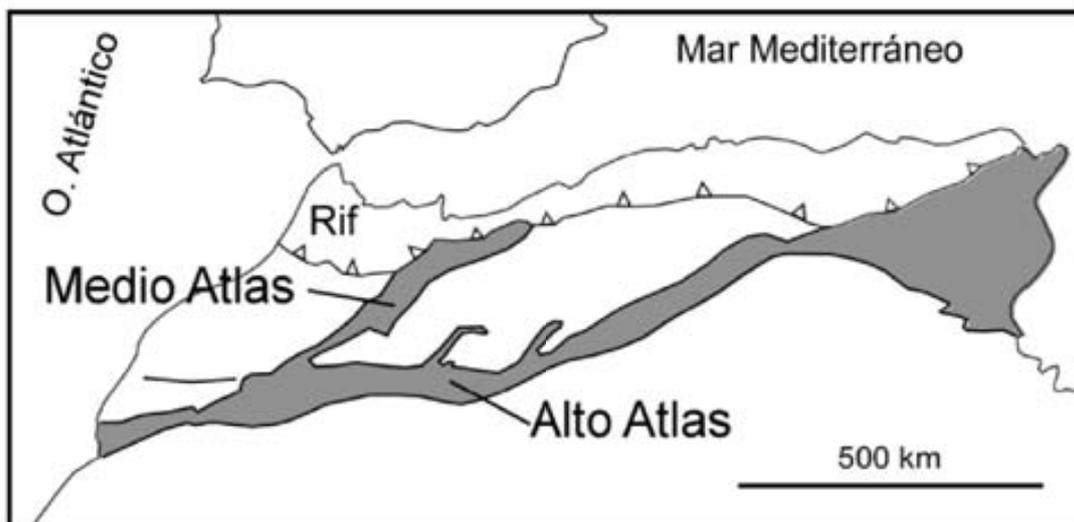


Fig. 4. Esquema mostrando la situación de las cadenas del Alto y Medio Atlas en el interior del cratón africano (Tesón, 2009).

Las cordilleras del Atlas forman un sistema montañoso lineal que se extiende a lo largo de más de 2000 km al norte de África (fig. 4). En el extremo occidental, en Marruecos, se distinguen dos cadenas de pliegues y cabalgamientos, el Medio Atlas orientado NE-SW y el Alto Atlas orientado aproximadamente E-W. Más al sur se halla el Anti-Atlas (fig. 1), macizo de suave estructura antiformal, constituido por rocas pre-Mesozoicas en las que la deformación alpina es escasa.

Las cordilleras del Alto y Medio Atlas derivan de la inversión de cuencas extensionales o transtensivas de edad mesozoica (fig. 5) (Choubert y Faure-Muret, 1962; Mattauer et al., 1977; Jacobshagen et al., 1988; Laville y Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1996; Gomez et al., 2000; Teixell et al., 2003; Arboleya et al., 2004). Ambas presentan una estructura relativamente sencilla, definida por pliegues y cabalgamientos supra-corticales, y carecen de zonas internas metamórficas. Los cortes geológicos realizados registran acortamientos cercanos al 25% en el Alto Atlas (Teixell et al., 2003) e inferiores al 10% en el Medio Atlas (Gomez et al., 1998; Arboleya et al., 2004). Por el contrario, su topografía es elevada, alcanzando la elevación media de 2000 m en amplias zonas, y superando los 4000 m de altitud en el Alto Atlas Marroquí. Ambas cordilleras están flanqueadas por zonas relativamente llanas con una altitud todavía notable, en gran parte superior a 1000 m. El origen de esta elevación es complejo, fruto de una combinación de procesos de acortamiento cortical y de expansión térmica de origen mantélico.

El acortamiento cortical medido a partir de la restitución de los cortes geológicos en el margen S del Alto Atlas da valores mínimos de 16 y 20 km, lo que representa una velocidad media de 0.4-0.5 mm/a desde el inicio de la deformación, hace 40-45 Ma (Tesón, 2009). Dado que el margen sur registra la mayor parte del acortamiento del Alto Atlas central (Teixell et al., 2003), la velocidad global registrada por toda la cadena no debe ser muy superior, en todo caso, a 1 mm/a.

Según los modelos de campos potenciales (gravedad, geoide y topografía), el norte de África ha sufrido un adelgazamiento de la litosfera que explica parte de la elevada topografía actual del sistema atlásico marroquí (Teixell et al., 2005; Zeyen et al., 2005; Missenard et al., 2006). Este adelgazamiento está ligado, probablemente, a la dinámica convectiva del manto complicada por la compleja configuración litosférica del límite de placas entre África y Europa (Teixell et al., 2005). Babault et al. (2008), en su estudio basado en marcadores de paleoelevación y paleohorizontalidad, demuestra que al menos parte del levantamiento es de edad post-Miocena y lo cuantifica en unos 1000 m en el Medio Atlas, valor en el que coincide con Missenard et al. (2006).

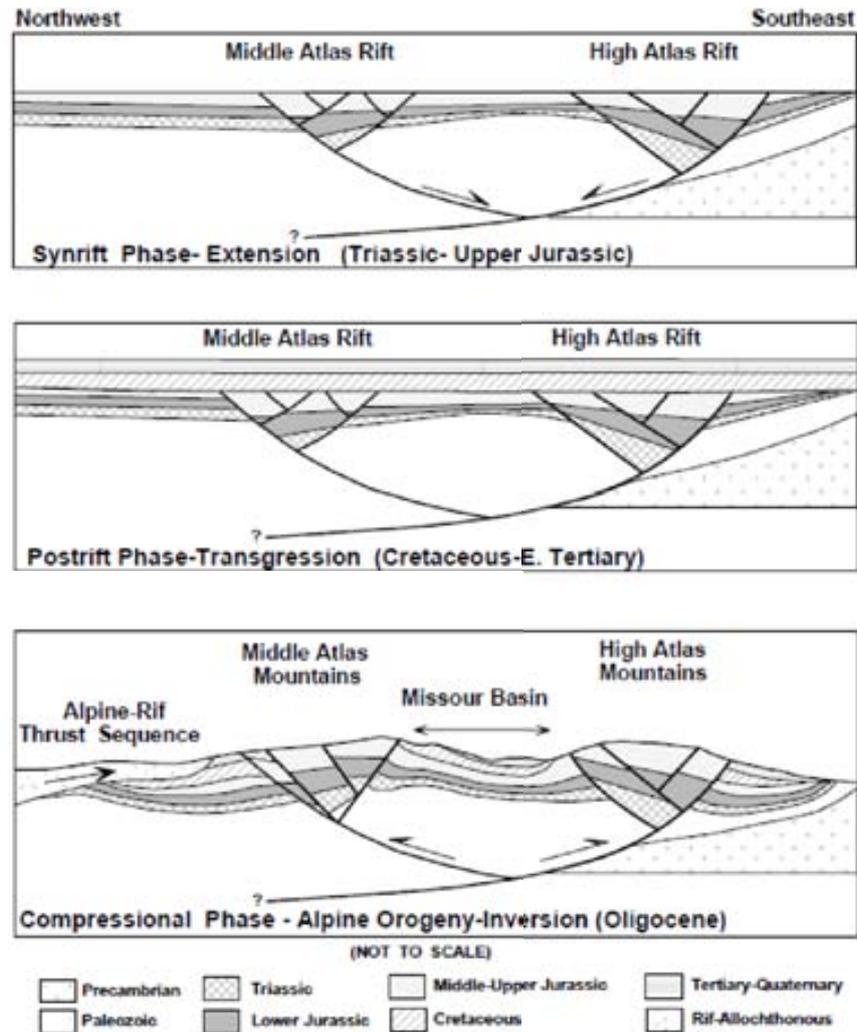


Fig. 5. Modelo conceptual de la evolución de las cordilleras del Alto y Medio Atlas (Beauchamp et al., 1996).

La cronología de los eventos implicados en la formación de las cadenas atlásicas empieza con dos etapas principales de rifting, las cuales tuvieron lugar primero en el Triásico, y posteriormente en el Lias superior-Dogger, condicionando importantes cambios de potencia en los sedimentos de estas edades (Laville y Pique, 1992; Warme, 1988). Es durante la etapa extensiva jurásica cuando se creó una configuración en surcos alargados cuya posición es coincidente con el Alto y Medio Atlas actuales; consecuentemente, las potentes sucesiones jurásicas dominan en afloramiento a lo largo de extensos sectores del Atlas (fig. 6). La dirección de extensión jurásica fue NW-

SE (Mattauer et al., 1977; Ait Brahim et al., 2002), dando lugar a fallas normales de orientación predominante NE-SW, paralela al margen continental atlántico del norte de Africa. En este contexto, el Medio Atlas, orientado NE-SW, puede considerarse como un rift ortogonal (perpendicular a la dirección de extensión), mientras que el Alto Atlas, de orientación aproximada E-W pero con numerosas fallas internas oblicuas (próximas a NE-SW, fig. 6), puede ser considerado un rift oblicuo (Arboleya et al., 2004).

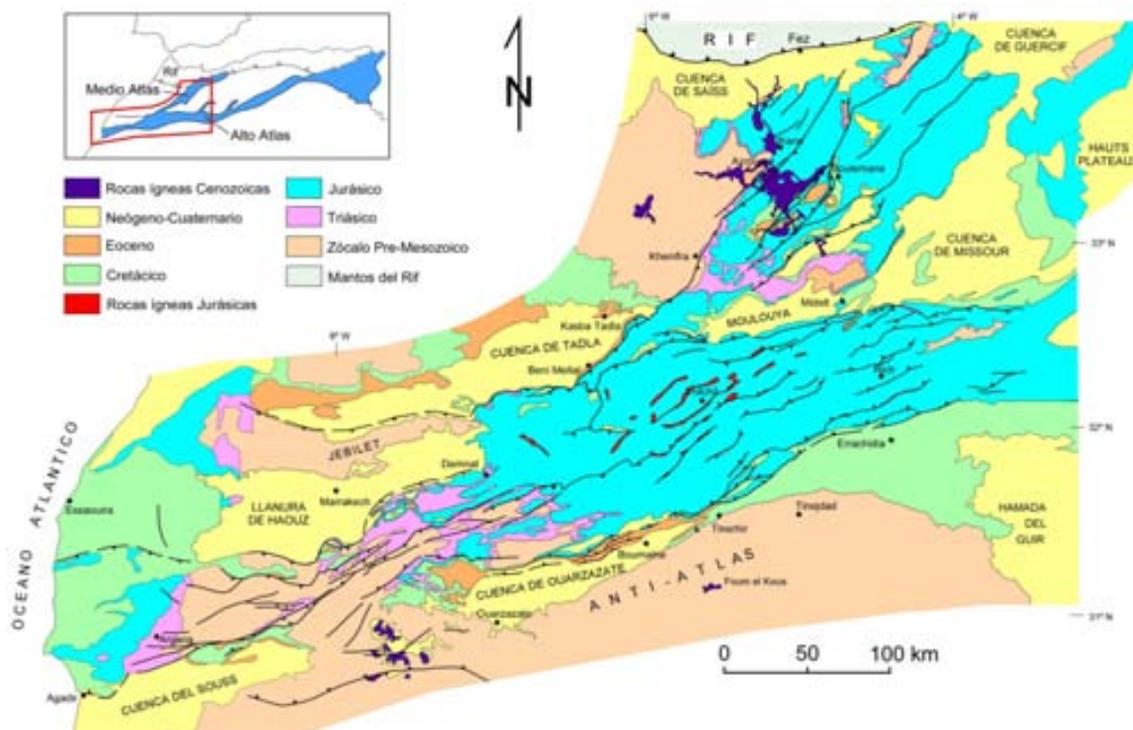


Fig. 6. Mapa geológico del sistema atlásico Marroquí (realizado a partir del Mapa Geológico de Marruecos a escala 1:1.000.000 de Hollard et al., 1985, modificado de Teixell et al. 2007).

El adelgazamiento cortical culminó con un episodio magmático de carácter alcalino, manifestado en macizos plutónicos y sub-volcánicos de gabros y sienitas, característicos del Alto Atlas central. Las rocas sedimentarias cretácicas forman un paquete tabular y expansivo sobre los actuales antepaíses de las cadenas, donde se

sitúan directamente sobre el zócalo paleozoico y precámbrico, lo que permite interpretarlas como los primeros depósitos de post-rift (fig. 5).

Durante el Terciario, coincidiendo con la orogénesis alpina, tuvo lugar la inversión tectónica (fig. 5). La formación de las estructuras compresivas viene condicionada en gran medida por la localización de las fallas mesozoicas distensivas, ya que algunas de ellas se invierten como cabalgamientos. Tras un exhaustivo análisis de las relaciones entre tectónica y sedimentación en el margen meridional del Alto Atlas, Tesón (2009) concluye que el Alto Atlas lleva sufriendo una lenta pero continua deformación compresiva durante los últimos 40-45 ma, desde el momento en que se inicia la sedimentación en las cuencas de antepaís (Eoceno superior), hasta la actualidad.

Las rocas terciarias sinorogénicas son más escasas. Su preservación excepcional en algunas áreas periféricas, como la cuenca de Ouarzazate al sur del Alto Atlas o la cuenca de Saïss al norte del Medio Atlas (fig. 6), proporciona información clave para conocer la cronología de la deformación y del levantamiento de las montañas del Atlas. El registro terciario se inicia con calizas de plataforma (Paleoceno-Eoceno medio), y, en el entorno del Alto Atlas, prosigue con formaciones terrígenas continentales desde el Eoceno superior hasta el Cuaternario. La sedimentación sintectónica estaría separada por etapas erosivas cuyo origen, en contraposición a las etapas de agradación sedimentaria, debe estar determinado por las condiciones de drenaje a escala regional (p.e., endorreísmo y exorreísmo en la cuenca de Ouarzazate).

Durante el Plioceno superior y Cuaternario dominan los procesos erosivos, aunque la compresión continúa como indican las terrazas deformadas (Dutour y Ferrandini, 1985; Morel et al. 1993, 2000; Sebrier et al. 2006; Arboleña et al. 2008) y los estudios de sismicidad (p.e., Onana, 2011).

Parte 1.

La cuenca de antepaís de Ouarzazate

1.1. Contexto geológico

La Cuenca de Ouarzazate está localizada en el antepaís meridional del Alto Atlas marroquí y se sitúa entre éste y el macizo del AntiAtlas (fig. 1.1.1a). Su elevación varía entre los 1200-1800 m y se extiende longitudinalmente unos 150 km de E a W, llegando a los 40 km de ancho. Por el norte se encuentra bordeada por un cinturón estrecho de pliegues y cabalgamientos en el que afloran rocas de edad Cretácico Superior a Eoceno Medio (Zona Sub-Atlásica), mientras que por el S, los sedimentos del relleno fosilizan mediante una discordancia angular las rocas precámbricas del Anti-Atlas. El relleno de la cuenca de Ouarzazate está compuesto por formaciones sinorogénicas constituídas mayoritariamente por materiales continentales de edad terciaria. La reciente datación de estas formaciones mediante un estudio paleomagnético ha proporcionado un marco providencial para definir la cronología de la deformación en toda la Zona Sub-Atlásica (Tesón et al., 2011). La localización de un estudio paleomagnético en la cuenca de Ouarzazate no es casual, pues esta contiene el mayor registro de sedimentos sinorogénicos de todo el dominio atlásico. Dicho estudio muestra que a lo largo de su historia, la cuenca de Ouarzazate ha alternado periodos en que era endorreica y almacenaba sedimentos, con periodos en erosión debido a condiciones exorreicas, que han causado grandes hiatos sedimentarios.

Desde la última apertura del drenaje de la cuenca al Atlántico, que ocurrió en algún momento del Plioceno tardío o principios del Pleistoceno (Arbolea et al. 2008), la cuenca se encuentra en erosión. El paisaje actual está dominado por extensas llanuras de materiales cuaternarios ligeramente inclinadas hacia el S, que se hallan encajadas a distintos niveles en el substrato terciario de la cuenca. Los sedimentos fluviales cuaternarios se sitúan discordantes sobre los materiales terciarios en las zonas deformadas por estructuras tectónicas. Los distintos niveles de sedimentos aluviales cuaternarios también están afectados por dichas estructuras tectónicas, mostrando diferentes grados de deformación según su edad. Como reflejo de la actividad tectónica actual, la sismicidad en la Cuenca de Ouarzazate entre 1964 y la actualidad muestra que los terremotos de magnitudes moderadas son comunes tanto en la

cuenca, como en el resto del sistema montañoso (fig. 1.1.1b) (Sebrier et al., 2006; Gil et al., 2008).

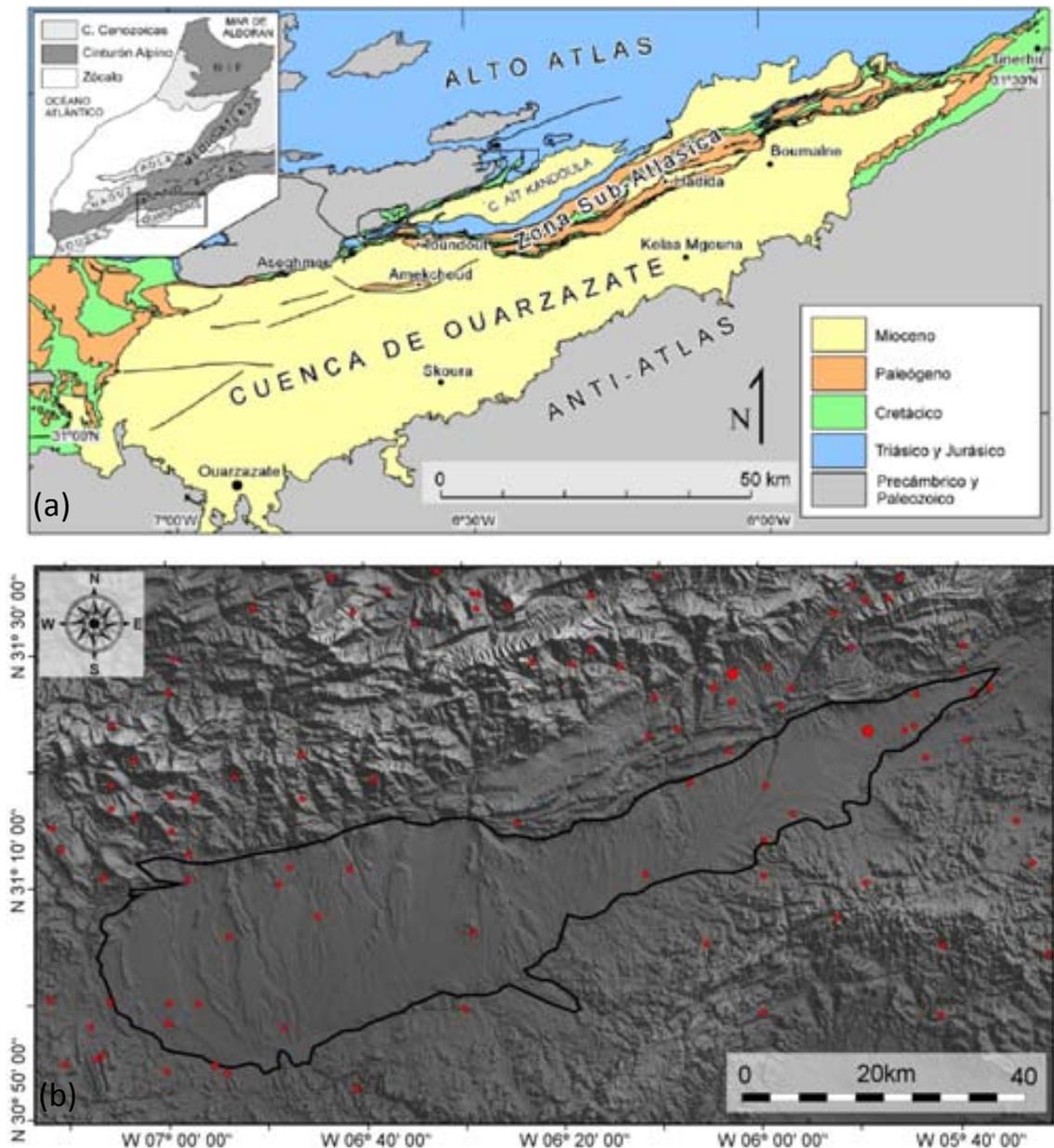


Fig. 1.1.1. a) Mapa geológico del borde sur del Alto Atlas central y la cuenca de Ouarzazate (Tesón, 2009). b) Límite de los sedimentos terciarios de la Cuenca de Ouarzazate sobre un fondo sombreado de la topografía. Los puntos rojos indican eventos sísmicos $M_v > 3$ desde 1964 (extraído de la base de datos del International Seismological Centre).

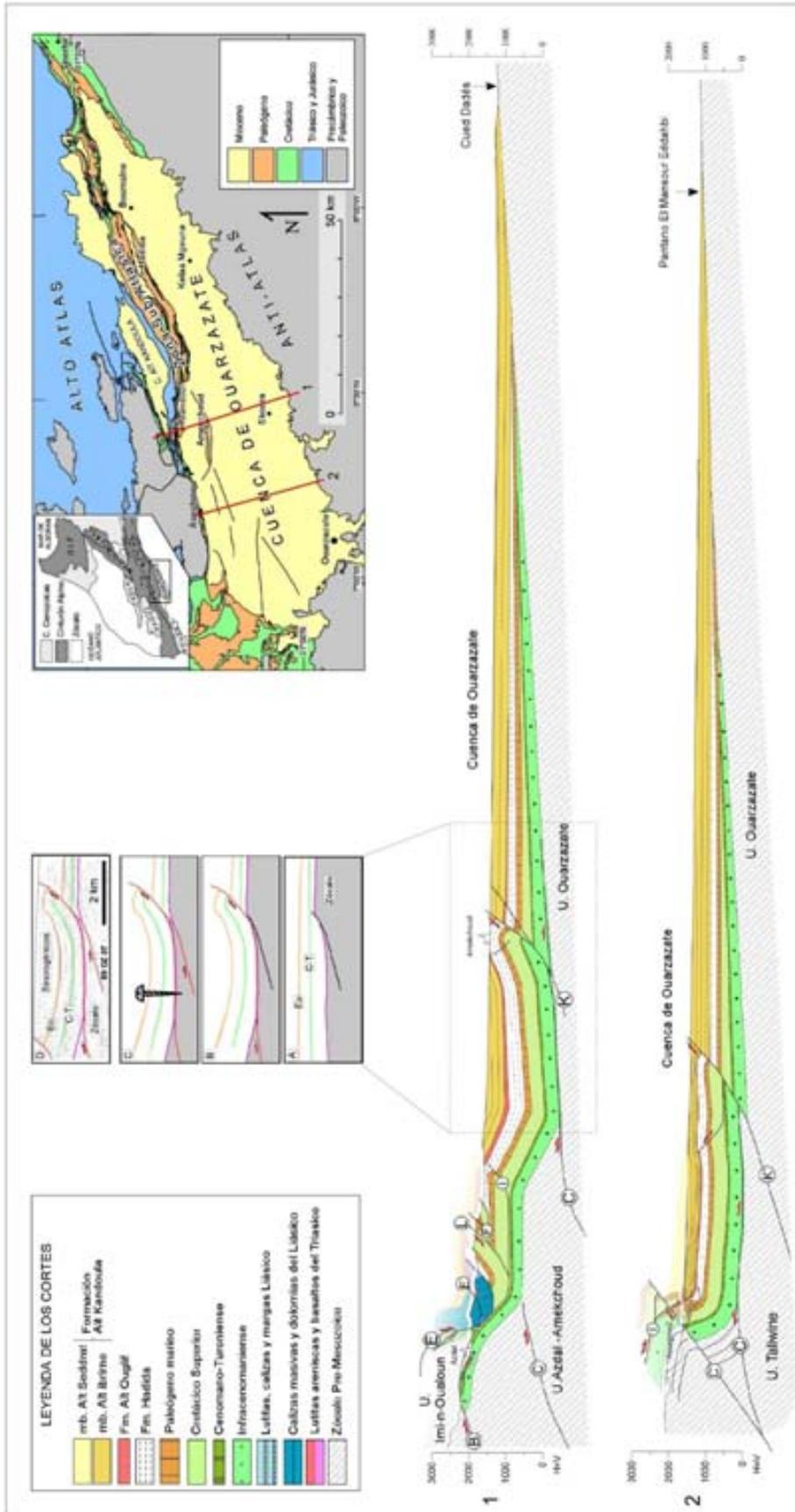


Fig. 1.1.2. Cortes geológicos extraídos de Tesón (2009). Puede apreciarse la geometría de las estructuras tectónicas del cinturón de pliegues y cabalgamientos subatlásico, y el relleno sedimentario de la cuenca de Ouarzazate acunándose hacia el Sur. Los distintos cabalgamientos están etiquetados con letras. Notar que la estructura más frontal emerge en el interior de la cuenca. Sobre el corte 1 y en detalle, un esquema de la génesis y evolución de la estructura de Amekchoud. Inicialmente se produce un despegue en la base del Cretácico que transmite deformación desde el hinterland. La rampa que asciende en la serie se nuclea a favor de una falla normal pre-orogénica en las proximidades de la localidad de Amekchoud. Al este, en el corte 2, la falla frontal corta el zócalo pre-Mesozoico.

Relleno Terciario de la cuenca de Ouarzazate

En la cuenca de Ouarzazate, el conjunto sintectónico terciario presenta una geometría en cuña que se adelgaza hacia el S (fig. 1.1.2). La potencia máxima de estos sedimentos, representada en las líneas sísmicas, es de unos 1200 m en la parte más septentrional de la Cuenca de Ouarzazate, aunque en ella no está representado el miembro superior de la formación Aït Kandoula, que en algunas partes de la cuenca puede superar los 200 m de espesor. En la dirección paralela al eje de la cuenca se observa un adelgazamiento de la serie sintectónica hacia el W, llegando a desaparecer en su extremo occidental. Este adelgazamiento es bastante progresivo, pero las fallas de zócalo visibles en perfiles sísmicos longitudinales a la cuenca hundieron los bloques del E, escalonando así el relleno sintectónico. En esta tesis se presenta un breve resumen de los estudios de Tesón 2009 y Tesón et al. 2011, en los que han sido descritas y datadas las formaciones sinorogénicas que constituyen el relleno de la cuenca de Ouarzazate.

Formación Hadida:

Los sedimentos continentales que componen la formación Hadida (Görler y Zucht; 1986) yacen de forma concordante sobre las calizas marinas de edad eocena. En el centro de la cuenca de Ouarzazate, la potencia de esta formación se estima en unos 350 m (según los perfiles sísmicos en dicha zona), aunque más al N supera los 500 m. Los datos paleomagnéticos (Tesón et al., 2011) otorgan a esta formación unas edades comprendidas entre el Luteciense-Bartoniense (entre 44 y 37 millones de años). La formación Hadida está compuesta en su parte baja por arcillas rojas, limos y areniscas con numerosos niveles de yeso nodular y carbonatos laminados, depositados en la parte distal de un abanico aluvial árido agradacional instalado sobre un *playa-lake* con dunas eólicas eventuales. Hacia el techo de la formación, estas facies son reemplazadas por microconglomerados, areniscas y limos bioturbados de origen fluvial. El medio sedimentario que dio lugar a esta formación es, en síntesis, un *sebkha* costero con dunas eólicas (Görler y Zucht, 1986; Görler et al., 1988), sobre el que se termina instalando un sistema aluvial mucho más energético.

Formación Aït Ouglif:

El conglomerado de Aït Ouglif (Fraissinet et al. ,1988) se dispone fuertemente discordante sobre los materiales más antiguos en los mantos cabalgantes de la Zona Subatlásica y paraconforme o ligeramente discordante sobre la formación Hadida en la cuenca de Ouarzazate. El registro paleomagnetico (fig. 1.1.3) indica que la sedimentación de estos conglomerados se produjo hace unos 14 millones de años, durante el Serravaliense temprano. La potencia de esta formación es variable, acuñándose de N a S. Los espesores máximos, que alcanzan unos 60 m en el Valle del Dadès, se reducen considerablemente en los afloramientos más meridionales (pliegue de Amekchoud), donde su potencia es de tan sólo 8 m. Se trata de un conglomerado polimíctico, con cantos muy abundantes de materiales mesozoicos, fundamentalmente de calizas jurásicas, y abundantes cantos de materiales pre-mesozoicos. El tamaño de los clastos que componen este conglomerado raramente superan los 20 cm en la zona de Amekchoud (aunque puede superar 1,5 m en las zonas más proximales), y son en general, angulosos o subredondeados. El análisis de facies ha permitido atribuir la génesis de estos depósitos a un sistema de abanicos aluviales que pasaban hacia el S a sistemas fluviales menos energéticos (El Harfi et al., 2001).

Formación Aït Kandoula:

Sobre la formación Aït Ouglif, y en contacto concordante, se encuentra la formación Aït Kandoula, que constituye el grueso del relleno de la Cuenca de Ouarzazate y de las cuencas transportadas de Aït Seddrat y Aït Kandoula, situadas más al N sobre los mantos de corrimiento del Alto Atlas meridional. El registro paleomagnetico (fig. 1.1.3) sugiere que la formación Kandoula es el resultado de una sedimentación continua desde el Serravaliense (14 m. a.) hasta al menos el Mesiniense. En esta formación pueden ser distinguidos 2 miembros (según Tesón y Teixell, 2008): el miembro basal es denominado de Aït Ibrirn y está compuesto fundamentalmente por arcillas rojas con areniscas, conglomerados y algunos niveles intercalados de calizas y yesos; la potencia máxima de este miembro ronda los 800 m en las inmediaciones de Amekchoud, donde se situaba el depocento de la cuenca. El miembro superior, denominado de Aït Seddrat

está compuesto fundamentalmente por conglomerados calcáreos y su potencia ronda los 250 m. Los cantos que forman estos conglomerados son fundamentalmente producto de la erosión de las calizas liásicas, con un tamaño de grano superior hacia el techo de la formación. En la cuenca de Ouarzazate, los conglomerados del miembro Aït Seddrat están restringidos a montículos aislados en las partes septentrionales, habiendo desaparecido hacia el S a causa de la erosión. Los estudios sedimentológicos (Görler y Zucht, 1986; El Harfi et al. 1996; 2001) proponen un modelo de abanicos aluviales progradantes sobre un sistema de llanura aluvial.

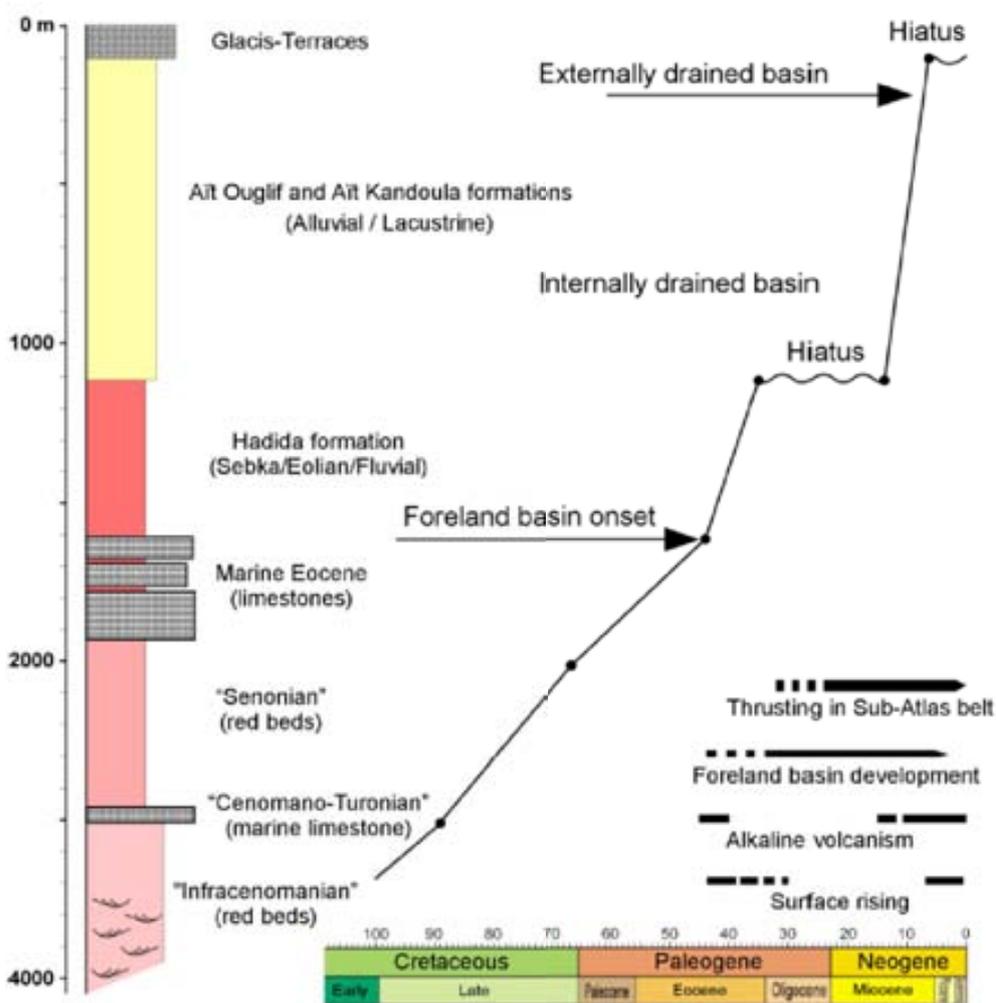


Fig. 1.1.3. Resumen cronológico de los de los principales eventos tectónicos en la región de la Cuenca de Ouarzazate y la curva de acumulación de sedimentos desde el Cretácico hasta la actualidad (según Tesón, 2009).

Historia geológica de la cuenca de Ouarzazate durante el Cenozoico

La cuenca de Ouarzazate es activa y sufre agradación sedimentaria al menos desde el Eoceno Superior hasta el Mioceno Superior (Laville et al., 1977; Görler et al., 1988; El Harfi et al., 2001; Tesón, 2005; Tesón, 2009). Las dataciones paleomagnéticas realizadas por Tesón et al. (2011) en la Cuenca de Ouarzazate han permitido detectar dos grandes hiatos sedimentarios en el registro de los sedimentos de antepaís. El primer hiato abarca desde el final de la sedimentación de la formación Hadida (límite Eoceno - Oligoceno aproximadamente) hasta la base de la formación Aït Ouglif (Langhiense superior a Serravalliense inferior), por lo tanto abarca un intervalo de 20 a 25 Ma. El segundo hiato se sitúa entre los últimos depósitos de la formación Aït Kandoula (Mesiniense) y los primeros depósitos de glaciares y terrazas cuaternarias que tienen unos 280 Ka, según Arboleya et al. (2008) y abarca por tanto, unos 6 Ma. A grandes rasgos, estas etapas sin registro sedimentario parecen coincidir parcialmente con las etapas propuestas para el levantamiento de origen mantélico. El Harfi et al. (2001) atribuyen el origen del gran hiato de finales del Eoceno al Mioceno medio a una etapa de calma tectónica durante la cual tuvo lugar una escasa erosión en las zonas elevadas. Posteriormente, Tesón (2009) sugiere que el hiato coincide con un momento de intensa deformación basándose en la disposición del conglomerado de Aït Ouglif discordante sobre multitud de pliegues y cabalgamientos, y atribuyen el hiato sedimentario a la configuración del antepaís, que para ese momento debía inhibir la acumulación de los productos de erosión del orógeno, de forma que los sedimentos eran transportados en by-pass más al sur de la actual Cuenca de Ouarzazate o hacia el mar, que estaba situado más al E. Tesón (2009) apunta que un levantamiento generalizado inducido por los procesos mantélicos documentado entre 40 a 45 Ma, coincidiendo con un pulso magmático alcalino, eliminó parcialmente el espacio de acomodación, reduciendo la subsidencia en la cuenca y por tanto la sedimentación en esta durante los tiempos posteriores. La cuenca comenzó a registrar sedimentación de nuevo, permitiendo la acumulación de las formaciones Aït Ouglif y Aït Kandoula desde el Langhiense al Mesiniense. Durante esta etapa la cuenca se convirtió en endorreica (Görler et al., 1988) y recibió el mayor volumen de sedimentos. Basándose en el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación en la zona subatlásica, Tesón (2009)

propone que la carga tectónica de los mantos generó subsidencia en el antepaís, permitiendo nuevamente la acumulación de sedimentos. Ya en el Plioceno y a pesar de que las cargas cabalgantes continuaban activas en el Alto Atlas, el registro sedimentario se interrumpe de nuevo en la cuenca de Ouarzazate coincidiendo con un nuevo levantamiento de origen mantélico (Babault et al., 2008). En algún momento de este intervalo, la cuenca fue capturada por el río Draa y pasó a un estado de incisión.

Estructuras tectónicas activas: La falla de Amekchoud

En la cuenca de Ouarzazate emergen las estructuras más frontales del frente subatlasico (fig. 1.1.2) cuya actividad ha deformado intensamente las series pretectónica y syntectónica en algunas zonas del interior de la cuenca. La estructura tectónica mejor desarrollada es el pliegue anticlinal de Amekchoud que aflora en las inmediaciones de la localidad con el mismo nombre. El espectacular pliegue de Amekchoud, cuyo núcleo aflora a unos 12 km al sur del frente montañoso (fig. 1.1.2), es el resultado de la propagación a través de un nivel del Cretácico Inferior, de un cabalgamiento enraizado en la zona montañoso. La interpretación de las líneas sísmicas realizada por Tesón (2009) permite reconstruir la historia de la falla de Amekchoud. Tesón (2009) muestra que los materiales infracenomanienses tienen mayor potencia en el bloque cabalgante del N que en el bloque S, mientras que los materiales del Cretácico superior, en cambio, presentan una potencia muy similar a ambos lados de la falla. Además, los niveles regionales de las calizas del Cenomano-Turonense y de las calizas del Paleógeno están ligeramente más elevados en el bloque N que en el bloque S, mientras que el zócalo presenta la situación contraria (salvo en las inmediaciones de la falla, donde puede presentarse ligeramente montado sobre el bloque S). Esta disposición sugiere que se trata de una antigua falla normal invertida. La falla normal original fue activa hasta el Cretácico inferior, y posteriormente se invirtió como cabalgamiento, superponiendo ligeramente el zócalo sobre el Cretácico y levantando el bloque N un centenar de metros aproximadamente.



Fig. 1.1.4. Fotografía del margen oriental del río Madri en la cuenca de Ouarzazate, donde se aprecian niveles de glaciares encajados.

Los depósitos fluviales cuaternarios

Actualmente la superficie de la cuenca de Ouarzazate está cubierta por extensas llanuras de materiales cuaternarios ligeramente inclinadas hacia el S, y encajadas a distintos niveles en el substrato terciario de la cuenca (fig. 1.1.4). Estos depósitos están formados por cantos y bloques angulosos o ligeramente rodados, generalmente envueltos por una matriz arenosa con gravas. El diámetro de los clastos es de 1-30 cm, aunque localmente (cerca del frente montañoso) pueden llegar a 1 m de diámetro. El tamaño medio de los clastos varía de un sistema fluvial a otro, y disminuye con la distancia respecto al frente montañoso. La composición de los clastos y de la matriz viene determinada por los materiales presentes en las áreas fuente de los ríos que los transportaron desde el flanco S del Alto Atlas. Por tanto, y dada la variabilidad de materiales en las áreas fuente, la litología de los clastos nos permite reconocer la procedencia de algunos depósitos que pueden encontrarse actualmente alejados del canal que los transportó. Los depósitos cuaternarios presentan distintos grados de

cementación calcárea, que se incrementa con la edad del depósito y depende también de la litología del área fuente.

Algunos depósitos fluviales cuaternarios de la cuenca de Ouarzazate pueden considerarse terrazas fluviales por su morfología, pero la mayoría de ellos se ciñen a las características de los glaciares de colmatación (o fan-pediments). Bull (1977) define el término glacis cuando se trata de un depósito con perfil longitudinal ligeramente cóncavo, con pendiente inferior a 6° y cuya potencia es inferior a $1/100$ de la longitud de la forma. En la cuenca de Ouarzazate, los mayores depósitos cuaternarios superan los 20 km de longitud y los 50 km^2 en extensión. El espesor de los depósitos es de 5-10 m en promedio, aunque localmente pueden superar los 20 m en la parte norte de la cuenca, y en general disminuye hacia el S, a medida que nos alejamos del frente montañoso. Los depósitos más antiguos suelen estar preservados en promontorios aislados (*buttes or cuppled-gravel ridges*), quedando en algunos casos relegados a extensiones inferiores a 1 km^2 . En estos casos no podemos determinar si se trata de glaciares de colmatación o antiguas terrazas, ya que la intensa erosión ha obliterado su morfología original.

Arboleya et al. (2008) identificaron seis niveles de glaciares y terrazas fluviales y proponen llamarlos Q1 - Q6, siendo Q1 el depósito más antiguo y situado a mayor altura, y Q6 el canal activo actual. Arboleya et al. (2008) dataron algunas de estas superficies en la zona central de la cuenca (fig. 1.1.5), mediante el análisis del nucleído cosmogénico ^{10}Be . Las edades obtenidas aparecen en el siguiente apartado.

Cronología de los depósitos y relación con el clima

La edad y los mecanismos que controlan la formación de los depósitos cuaternarios de la cuenca de Ouarzazate han sido objetos de discusión en numerosos estudios. Algunos de los pioneros otorgaban edades Pleistocenas a tales depósitos, y sugerían que su formación debía estar relacionada con cambios climáticos (Couvreur, 1973; Stablein 1988).

Sebrier et al. (2006) fueron los primeros en proponer una edad para un depósito concreto de la cuenca de Ouarzazate, con la intención de utilizar esa edad para calcular tasas de deformación. Estos autores proponen dos posibles escenarios para otorgar una edad de abandono a un extenso depósito que forma parte del sistema de glaciares encajados del río Madri (Q3), sobre el que yace la población de Imider (ver fig. 1.1.5).

1) 65 ka es la edad propuesta al considerar posible extrapolar la edad obtenida en un depósito fluvial datado en la cuenca de Souss, hacia el depósito Q3 del valle del Madri.

2) Unos 300 ka basándose en un supuesto control climático sobre la formación de los glaciares escalonados, y puesto que se trata del segundo depósito bien preservado contando desde el canal actual, su abandono debería estar relacionado con el penúltimo periodo interglacial (el último fue hace ~125 ka).

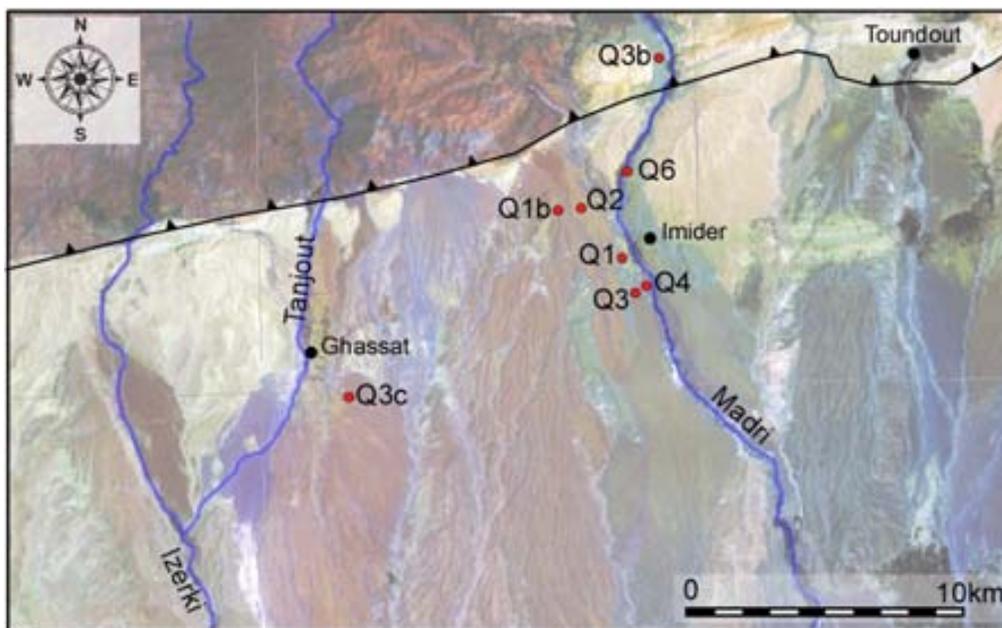


Fig. 1.1.5. Composición espectral de la imagen satelital Landsat de la zona central de la cuenca de Ouarzazate, con el trazado y nombre de los ríos, las poblaciones y la localización de los puntos de muestreo de las superficies datadas por Arboleya et al. (2008)

Posteriormente, Arboleya et al. (2008) obtuvieron las edades de abandono de los cuatro niveles más antiguos en el valle del río Madri (fig. 1.1.5), donde se encuentra el mayor número de niveles de depósitos fluviales bien preservados de toda la cuenca.

La edad de abandono de la terraza Q4 es de 7-11 (Arboleya et al., 2008). Las edades de abandono de dos superficies Q3 datadas en dos sistemas fluviales distintos (valles del Madri y Tanjout) varían de 87 ± 8 ka a 104 ± 10 ka (Q3 en Sebrier et al. 2006, y Q3b en Arboleya et al., 2008) y de 84 ± 8 ka a 94 ± 9 ka (Q3c en Arboleya et al., 2008), respectivamente. La edad de Q2 varía de 162 ± 16 ka a 174 ± 18 ka, mientras que la edad de Q1 varía de 193 ± 19 ka a 213 ± 21 ka. A estas edades se les suele aplicar una corrección para la erosión que incrementa la edad de la superficie; así pues, asumiendo una tasa de erosión máxima de 1m/Ma (típica en regiones semiáridas), una edad de 10 ka incrementa en 1%, una edad de 50 ka en 4%, una edad de 100 ka en 10%, una edad de 200 ka en 2%, y más de un 40% en edades superiores a 300 ka. En este supuesto, las edades más favorables pasan a ser de 7-11 ka para Q4, 96-102 ka para Q3, 196-211 para Q3, y 250-278 ka para Q1. En el capítulo 1.3 de estas tesis se han utilizado estas edades “más favorables” para el cálculo de las tasas de deformación.

Arboleya et al. (2008) atribuyeron la formación de depósitos fluviales escalonados en la cuenca de Ouarzazate a cambios climáticos (fig. 1.1.6), que modifican la dinámica fluvial mediante fluctuaciones en la hidrología y en el flujo de sedimentos. Según los autores la agradación ocurre durante episodios glaciares, caracterizados por escasas precipitaciones, cuando los taludes quedan desprovistos de vegetación y aportan gran cantidad de sedimentos a los ríos, los cuales no tienen suficiente flujo de agua y se ven forzados a agradar parte de su carga sedimentaria. El inicio de la incisión, que implica el abandono de las superficies, ocurre en la transición glacial-interglacial cuando las precipitaciones son más abundantes y una mayor presencia de vegetación en las áreas fuente estabiliza los taludes y reduce la meteorización.

Los argumentos principales sobre los que se basan Arboleya et al. (2008) para relacionar la formación de depósitos fluviales a cambios climáticos son:

- 1) la edad de abandono de la terraza Q4 coincide con una transición glacial-interglacial bien documentada en el norte de África (Reille 1979; Lamb et al. 1989, 1995; Salamani 1991, 1993; Jolly et al. 1998; Gasse et al. 1987, 1990; Gasse 2000; Elenga et al. 2000; Holz et al. 2007).
- 2) las edades de abandono de dos superficies datadas en dos sistemas fluviales distintos (valles del Madri y Tanjout) dan edades bastante similares.
- 3) la relación entre cambios climáticos y dinámica fluvial ha sido propuesta en diferentes cuencas de la zona Mediterránea (Macklin et al., 2002). Aún con estos argumentos a favor del control climático, Arboleya et al. (2008) admiten que las edades de abandono de los depósitos más antiguos no se adaptan bien con periodos interglaciares, y sugieren que esto ocurre por una limitación del método y por la falta de información paleoclimática anterior al Holoceno en la zona Atlásica.

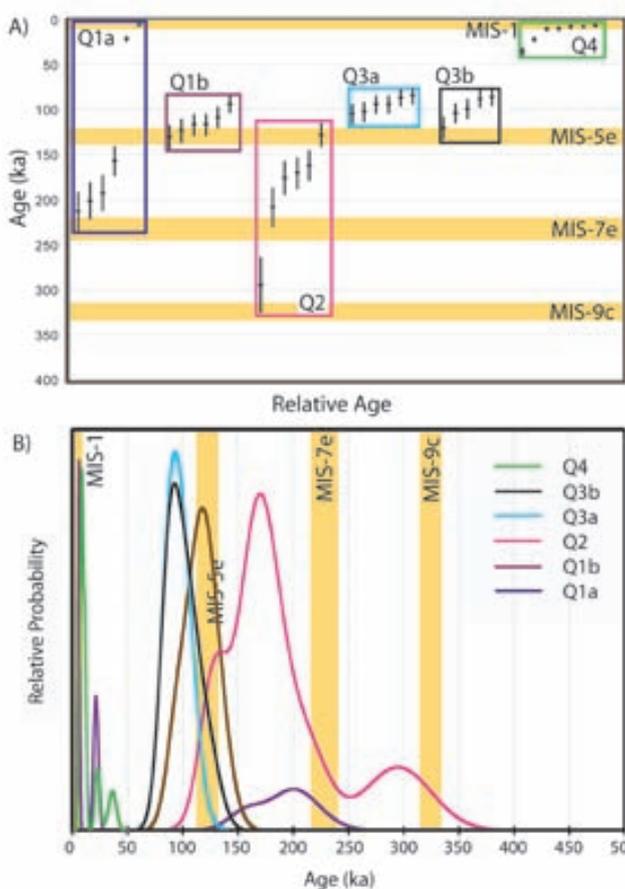


Fig. 1.1.6. Relación de las edades obtenidas en las superficies datadas en la cuenca de Ouarzazate con el clima (según Arboleya et al., 2008).

1.2. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate

A. Pastor, J. Babault, A. Teixell, M.L. Arboleya

Geomorphology 173-174, 2012, 88-103.

Introduction

Piedmonts of active mountain ranges are usually dominated by sediment transport and deposition. However, changes of drainage conditions, e.g., a transition to externally drained conditions, can lower the local base level of a piedmont and may cause erosion to dominate over the long term even if mountain building is still active. As a consequence, low relief, gently inclined bedrock erosional surfaces may be formed, and products of erosion coming from the mountains are transported across them. These surfaces of erosion and/or transportation are termed 'pediments'. Pediments have been reported in all climatic zones, mostly in piedmonts of decaying mountains (e.g., Dresch, 1957; Whitaker, 1979; see references in Pelletier 2010). Two types of pediment exist depending on the contrast in rock strength between the pediment surface and the adjacent upland area. If a pediment develops on the same lithology as its adjacent mountain range, it is called a 'rock pediment' (e.g., Oberlander, 1989). In this study, we consider the other type of pediments that develop on soft basin rocks in contrast with a more resistant adjacent upland. In semi arid environments, hydrologic networks made of ephemeral streams develop on this second class of pediments, locally veneered by thin and discontinuous coarse debris deposits. Sediments accumulate on alluvial fans close to the mountain front or, in distal areas, on the bed of streams originating in the mountains. The thickness of covering deposits on pediment erosional surfaces is usually < 20 m, decreasing downstream where fluvial terraces and erosional surfaces merge. Both erosional and buried pediments are landforms that have a fan shape and that are called fan terraces, or fan pediments (Mills, 1983). They are common in the flanks of the Atlas Mountains of North Africa, where they were called '*glacis d'érosion*' by French researchers (e.g., Gauthier, 1957).

The occurrence of ephemeral streams, fans, or fluvial terraces on pediments carved in weak lithologies indicates that they result from fluvial erosion. Multiple levels of fan pediments are usually reported in piedmont areas, and they are considered to be the equivalent in the piedmont of mountain river terraces, the highest level being the oldest.

Periods of lateral channel migration in rivers occur if sediment load tends to equal transport capacity, inhibiting vertical erosion and allowing lateral planation to produce erosional surfaces like strath terraces or pediments (e.g., Gilbert, 1877; Mackin, 1936; Bull, 1991; Merritts et al., 1994; Pazzaglia et al., 1998; Hancock and Anderson, 2002; Wegmann and Pazzaglia, 2002; Montgomery, 2004). The deposition of an alluvial mantle is thought to be concomitant with lateral planation, and its abandonment may be caused by effective discharge increase and a resulting increase in incision. As for the formation and abandonment of fluvial terraces, stepped fan pediments are usually interpreted as a consequence of lateral planation owing to hydrological regime changes related to climatic oscillations or tectonic activity, i.e., controlled by external changes (e.g., Bryan, 1926; Johnson, 1932; Coque, 1962; Hadley and Goldsmith, 1963; Oberlander, 1989; White et al., 1996; Cook et al., 2009).

On the other hand, landform changes or variations in the rate of depositional or erosional processes can also be inherent to the erosional development of a landscape without variations in climate or tectonic forcing. This old concept (e.g., Schumm, 1973, 1979, and references therein) has been used to explain the development of stepped fan pediments in the soft piedmonts of the Book Cliffs, Utah (Rich, 1935); of the Absaroka Mountains, Wyoming (Mackin, 1936); of the Henry Mountains, Utah (Hunt et al., 1953); of the Shadow Mountain, California (Denny, 1967); of the Shenandoah Valley, Virginia (Hack, 1965); of the Beartooth Mountains, southern Montana (Ritter, 1972); and of the Roan Mountains, North Carolina (Mills, 1983). These works showed that relatively small piedmont streams incise more deeply to lower average slopes than the parallel-flowing main rivers originating in the mountain and transporting coarse sediments. This is so because fluvial erosion is not only proportional to the catchment area and channel longitudinal slope, but it is also modulated by the sediment flux (e.g.,

Gilbert, 1877). Rich (1935) and Mackin (1936) interpreted that the steeper slopes of the main rivers in the piedmont were those needed to transport their high content of coarse sediments and that the coarse bedload in main rivers inhibits the erosion by covering the channel bed (the cover effect) (e.g., Gilbert, 1877; Rich, 1935; Mackin, 1936; Hunt et al., 1953; Sklar and Dietrich, 1998, 2001, 2006; Whipple and Tucker, 2002; Cowie et al., 2008; Johnson et al., 2009; Yanites et al., 2011). As a consequence, piedmont streams and their tributaries excavate piedmont valleys or pediments in soft rocks at a level below the adjacent main rivers.

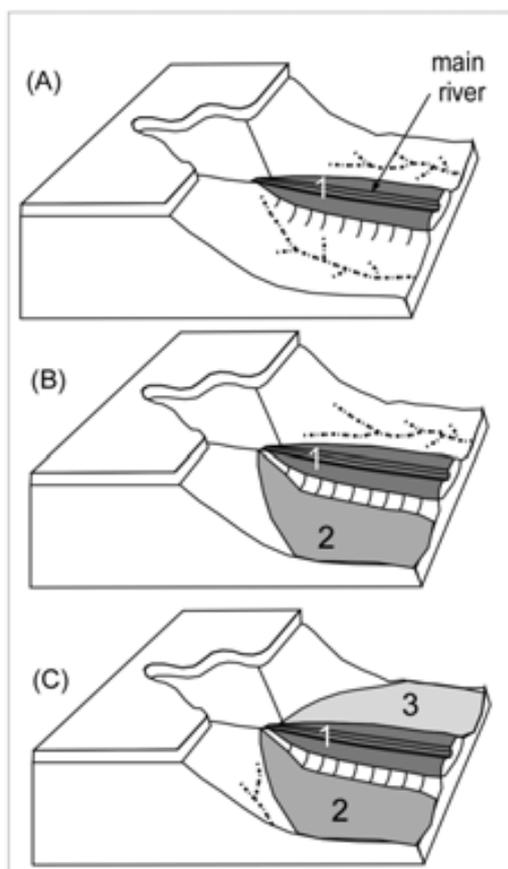


Fig. 1.2.1. Development of stepped fan terraces by stream capture (modified after Rich, 1935; Schumm, 1979). Stream piracy occurs when one parallel flowing piedmont stream erodes headward and laterally into the channel of a stream originating in the mountain (1) and diverts (pirates) its water. In this case, the main channel is diverted first to one side and then to the other, and will eventually form stage fan terraces (2 and 3). (A) The main trunk with steep longitudinal slope is entrenched in its own coarse sediments, whereas the minor adjacent streams incise to a lower gradient and at a lower level on either side leading to the formation of pediments. (B) The main trunk (located at a higher level) is captured by a piedmont tributary resulting in a new fan-terrace. (C) The main trunk is diverted again by another parallel-flowing tributary resulting in a third level of fan-terrace.

Low elevation pediments developed in soft rocks, elongated in the piedmont slope direction and parallel to the mountain streams, are separated from their trunk valleys by remnants of old fan pediments, sometimes a few tens of meters above them. The lower elevation of piedmont valleys or pediments gives them the potential to capture the larger streams that originated in the mountains and are situated a few meters up

to tens of meters above them. Captures occur by erosional retreat of the divide and expansion of the pediments (Rich, 1935; Mackin, 1936; Hunt et al., 1953; Denny, 1967, Ritter, 1972; Mills, 1983). Following a capture, a main stream is forced to flow on the gently sloping surface of a pediment, losing transport capacity. In order to recover the slope needed to transport its sediment load, coarse sediments are aggraded and a new fan pediment is formed (fig. 1.2.1). In summary, the intrinsic process of stream captures is the consequence of coarse sedimentary flux, steep longitudinal slope of transportation, and cover effect in the main rivers. The stream-capture process has been emphasized as an important mechanism for development of stepped fan terraces in piedmont settings without any change in external forcing. To date the only natural cases where the stream-capture process has been identified are located in the USA, the most recent account having been published in the early 80s (Mills, 1983).

Stepped fan pediments in soft rocks in the flanks of the Atlas Mountains of North Africa are thought to result from lateral fluvial erosion by channels sourced in the adjacent and more resistant upland (e.g., Dresch, 1957; Gauthier, 1957; Coque, 1960; Choubert, 1965; Coque and Jauzein, 1967; White, 1991; Arboleya et al., 2008). These studies suggested that lateral erosion and terrace abandonment could be a response to hydrological changes induced by oscillating climate, but none of them considered the potential effect of intrinsic processes.

In this study, we evaluate the potential of intrinsic origins versus external forcing factors for fan pediments in the Ouarzazate foreland basin, located in the southern flank of the High Atlas Mountains of Morocco (fig. 1.2.2). The study is based on an analysis of longitudinal profiles of rivers originating in the mountains, piedmont streams and the geomorphological analysis of Quaternary stepped fan pediments in the piedmont. We base our interpretation on terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) ages previously obtained on fan terraces by Arboleya et al. (2008), as well as on the spatial relationship between fan terraces and Quaternary tectonic structures mapped by Pastor et al. (2013). Our study suggests that the stream-capture process, neglected during the past three decades as an origin for stepped landforms, explains the formation of the majority of fan pediments in the eroding Ouarzazate foreland basin.

Geological setting

The High Atlas chain is an ENE–WSW trending mountain belt that represents the highest topographic relief of North Africa. Mean elevation of the central High Atlas well exceeds 2000 m (Babault et al., 2008), and the highest peaks reach up to 4000 m. The tectonic style of the High Atlas range conforms to an intracontinental, thick-skinned, thrust-fold belt formed by the Cenozoic inversion of a Triassic to Jurassic rift (e.g., Mattauer et al., 1977; Arboleya et al., 2004, and references therein). The discrepancy between topographic mean elevation and magnitude of shortening across the Moroccan High Atlas (Teixell et al., 2003) suggests that crustal thickening does not fully explain the observed topography and suggests a mantle-sourced, thermal contribution to large-scale surface uplift (Teixell et al., 2003) — corroborated by geophysical (Seber et al., 1996; Ayarza et al., 2005; Teixell et al., 2005; Zeyen et al., 2005; Missenard et al., 2006; Fullea et al., 2007) and geomorphic-stratigraphic data (Babault et al., 2008).

The Ouarzazate foreland basin is located between the High Atlas frontal thrust belt and the domal uplift of the Anti-Atlas Mountains (fig. 1.2.2). It stands at an elevation of 1200-1800 m asl, extending more than 150 km in an east–west direction with a maximum width of 40 km. The north-bordering High Atlas fold-and-thrust belt presents structural and topographic differences between the west and the east of the basin (e.g., Fraissinet et al., 1988; Tesón, 2009). The wider western half of the basin (about 40 km), coincides in the north with the narrower segment of the south-draining flank of the central High Atlas (fig. 1.2.2). The frontal structures of the High Atlas system are located well within the basin, deforming dated Quaternary pediments (Sébrier et al., 2006; Pastor et al., 2013.). Neogene shortening rates are about 0.5 mm/a (Tesón, 2009) for the entire south Atlas frontal thrust belt. Recent shortening rates for individual structures within the basin obtained from deformed Quaternary deposits are 0.03-0.1 mm/a (Pastor et al., 2013).

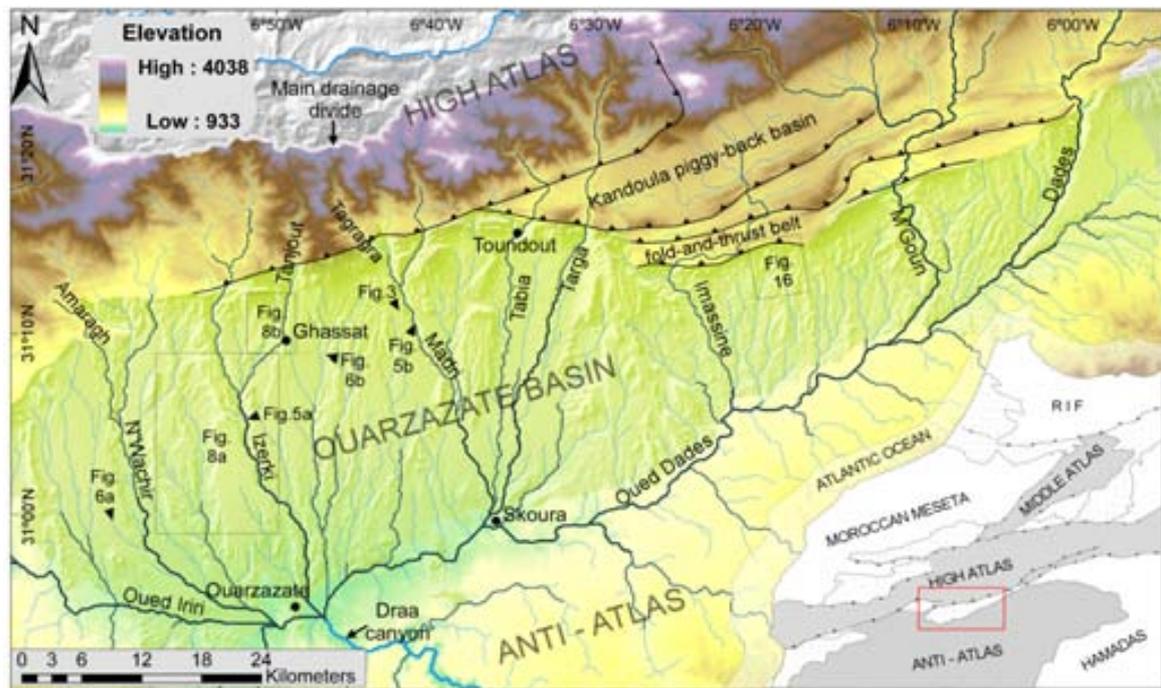


Fig. 1.2.2. Digital elevation model of the Ouarzazate basin, with its drainage network represented. The network features the nine main rivers with headwaters at the main drainage divide of the High Atlas Mountains (thick white line) and crossing the Ouarzazate basin in a N–S direction. Inset: structural map of Morocco showing the location of the Ouarzazate basin within the Atlas Mountain belts (grayed).

The Ouarzazate basin is infilled by up to 1 km of Cenozoic (mainly Miocene) continental sediments, which are overthrust by the High Atlas to the north and onlap the Anti-Atlas to the south. The Neogene to Quaternary history of the basin can be broadly divided into two periods. The early record is dominated by net aggradation of alluvial, and lacustrine sediments within an internally drained basin (e.g., Görler et al., 1988; El Harfi et al., 2001), mostly during the mid and late Miocene (Tesón et al., 2010). A hiatus of 5–6 Ma in the sedimentary record separates the aggradation period from the recent erosional period, which is characterized by episodic fluvial aggradation within an incised drainage network created after the basin became externally drained via the Draa River canyon (fig. 1.2.2). The timing of the basin aperture and the inception of the superimposed drainage within the basin remains undefined, but it probably occurred during the late Pliocene or early Pleistocene (Stäblein, 1988; Arboleya et al., 2008).



Fig. 1.2.3. Field view to the south of the Madri valley where different levels of coarse gravel sediments form a system of stepped glacia covering the Miocene basin bedrock, composed of soft sediments (red shale and sandstone).

The basin surface is partially covered by coarse-grained sediments derived from the erosion of the High Atlas Mountains and aggraded during the late Quaternary (see Arboleya et al., 2008, for detailed description). These deposits form systems of stepped fan pediments (e.g., fig. 1.2.3) covering a range of areas (reaching several square kilometers in the west half of the basin) and up to 30 m thick. Arboleya et al. (2008) argued that the base level for all the streams of the basin, and therefore their incision rates, may have kept pace with the progressive cutting of the Draa canyon, the basin outlet. The Draa River drains about 13,000 square kilometers of the High Atlas southern flank and the Ouarzazate basin through the Anti-Atlas Mountains. Arboleya et al. (2008) found average incision rates of 0.3-2 mm/a over the last 250 ka, which are slightly higher than the tectonic uplift rates, estimated for the same period on the basis of fault throws (0.1-0.2 mm/a; Pastor et al., 2013.).

The drainage network of the Ouarzazate basin is composed by N-S transverse channels with great variability of catchment size ($1-10^3$ km²). All the transverse channels join to

the south in longitudinal, E–W oriented collectors: the Dades trunk River to the east and the Iriri trunk river to the west, fixed to the edge of the Anti-Atlas Mountains (fig. 1.2.2). These perennial collecting rivers act as local base levels for the rest of the N–S drainage network.

Climate changes in the Atlas Mountains during the Quaternary are evidenced only for the late Pleistocene to the present. A change from arid to more humid conditions occurred at the transition from the last glacial maximum (22 ka) to the early to mid-Holocene (11-5 ka) (Reille 1979; Lamb et al. 1989, 1995; Salamani 1991, 1993; Jolly et al. 1998; Gasse et al. 1987, 1990; Gasse 2000; Elenga et al. 2000; Holz et al. 2007). Older palaeoclimate records are available for the western Mediterranean but their correlation with the Atlas region is very tentative. The current climate of the study area is semi-arid. Precipitations are infrequent but intense, being concentrated in a few episodes of heavy rainfall occurring between December and March, accumulating 100 mm/a of precipitation for the period 1931-2000 (Knippertz et al., 2003). Vegetation within the Ouarzazate basin is sparse, comprising small xerophytic shrubs.

Methods

Piedmont tributary valley floor elevation must be lower than the adjacent river for a capture to occur (Mackin, 1936). We searched for low elevation valleys or pediments adjacent to perched main rivers originating in the mountain and evidence of past captures. Our analysis was based on longitudinal profiles of trunk rivers as well as piedmont streams and on the geomorphological analysis of Quaternary stepped fan terraces on the piedmont.

Mapping of low elevation piedmont valleys and pediments

The drainage network of the south Atlas piedmont has been studied using the 90-m-resolution SRTM90v4 DEM. We mapped the network with the D8 flow routing (O'Callaghan and Mark, 1984) available in the Spatial Analyst tool (ArcMap). We

further extracted elevations, distances from headwater and outlets, and drainage areas to derive longitudinal river profiles.

In similar studies, Hunt et al. (1953) and, later, Johnson et al. (2009) showed reaches of longitudinal profiles where piedmont tributary streams with gentler gradients lay at lower elevations than their adjacent main river. Similarly, we compared the longitudinal profile of a river originating in the mountains with that of its piedmont tributary valleys. The long of all channels with a drainage area above 5 km² were plotted as elevation against upstream distance graph, measured from the Draa canyon, the local base level of the Ouarzazate basin. Information on the variation of the contributing catchment area along the river profile allowed the discrimination of the rivers with large mountain catchments from the smaller piedmont streams. The N–S flowing channels share tributary junctions or merge into one of the main longitudinal streams (Iri or Dadès), so they have experienced the same base level history.

We mapped the spatial extent of differences in elevation between piedmont streams and their adjacent main rivers for all the N–S fluvial systems of the Ouarzazate basin. Higher order tributaries that join before reaching the Iri or Dadès trunk rivers, were measured from their shared tributary junction. Where piedmont streams and adjacent mountain rivers do not share a tributary junction, we measured the upstream distance from the longitudinal trunk stream. In these cases, we selected piedmont streams that join the longitudinal river upstream from the main river junction with the same trunk stream. In this way, we compared piedmont streams that have experienced no advantage in distance to base level, that is to say, piedmont streams that have an outlet at a level close to, or slightly higher than, the adjacent main rivers. The elevation versus distance from a common base level allowed us to perform second-order polynomial fits (with < 1% error) of the longitudinal profiles of the streams originating in the mountain. The obtained equations were used to map the differences in elevation between main rivers and their adjacent piedmont streams with drainage areas > 5 km².

The analysis revealed that after stream capture the depressed pediments are the erosional surfaces onto which sediments eroded from the uplands aggrade to form

a new fan pediment. The spatial extent of the low elevation pediments and the differences in elevation between the pediment surfaces and adjacent main streams were mapped by projecting the main stream elevation in an E-W direction. This assessed the relationship between the occurrence of deeply incised piedmont streams and depressed pediment surfaces.

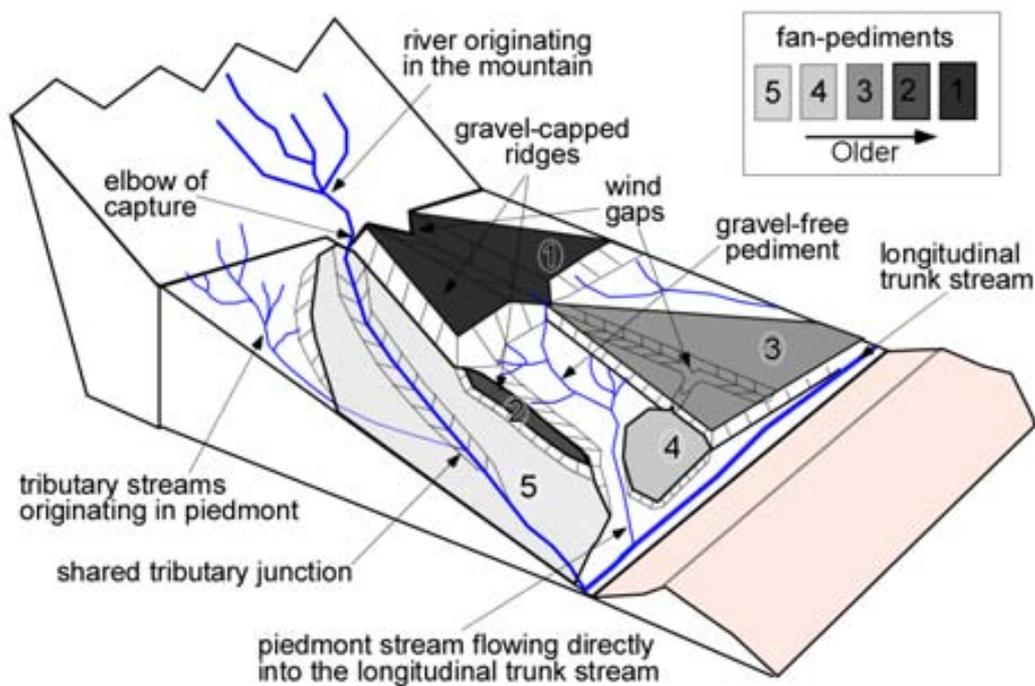


Fig. 1.2.4. Sketch showing the geomorphic elements used to infer piedmont stream captures (see text for explanation).

Evidence used to infer Quaternary captures

The second aim of the study was to identify stepped fan pediments that resulted from stream captures and not from lateral planation. For a single river, fan terraces produced by climatic changes should consist of a sequence of progressively younger terraces inset within older ones. On the other hand, stepped fan pediments produced by the stream-capture process should consist of sequences of terraces separated by remains of older deposits. Moreover, the piedmont-stream capture process occurs randomly, and it is unlikely that a similar number and arrangement of fan pediments are formed in two adjacent fluvial systems.

In the following we summarize the indicators of past captures that have been described by Rich (1935), Mackin (1936), and Mills (1983). First, fan pediments at different levels, but with a lithologically similar clast content, flanking of a gravel-capped ridge (Figs. 1 and 4), that is, a divide composed by higher gravel deposits. This arrangement indicates that the old course of a river originated in the mountain was diverted to one side and then to another, most probably by capture. Second, the presence of abandoned valleys, which leave wind gaps in the landscape (fig. 1.2.4). Third, sharp stream bends in plan view or elbows of capture (Bishop, 1995) (fig. 1.2.4). And fourth, some extension of gravel-free pediment in piedmont valleys upstream of the apex of a fan pediment (fig. 1.2.4).

We based our mapping of fan pediments on field surveys, DEM analysis, and enhanced satellite imagery. Topographic profiles were constructed using the SRTM90v4 DEM. Color contrasts between fan pediments of the Landsat imagery 4-5 TM were enhanced with a color composition based on bands 70, 30, and 10, as red, green, and blue channels, respectively. Based upon their topographic position above main rivers, fan surfaces and terraces were mapped and classified as young, intermediate, or old, the lower being the younger.

Analysis and results

Drainage network

We observe two types of channels that compose the N–S transverse drainage crossing the Ouarzazate basin, both sharing tributary junctions and thus subjected to the same base level variations: (i) main rivers originating in the High Atlas Mountains, whose channel beds are draped by coarse sediments; and (ii) parallel-flowing piedmont streams sourced within the basin domain or in the mountain front, with no significant supply of coarse sediments.



Fig. 1.2.5. Field images showing representative examples of mountain rivers. (A) General view of the Izerki River located in the central part of the basin. The Izerki shows braided channels entrenched in older fan terraces and Miocene strata outcrop in the banks above the coarse deposits. (B) The channel of the Madri River in the central part of the basin is blanketed by coarse gravels (10-30 cm) coming from the uplands.

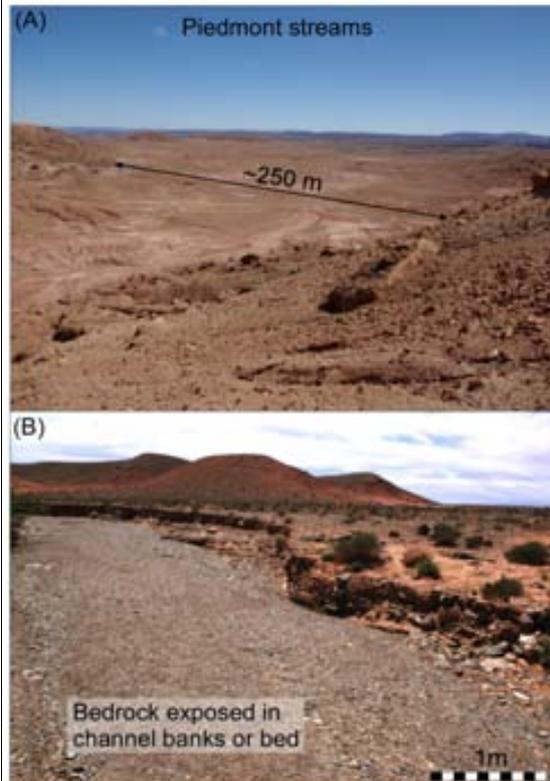


Fig. 1.2.6. Field images showing representative examples of piedmont streams. (A) General view of a piedmont stream located west of the Izerki River. The channel bed and most of its catchment expose Miocene bedrock strata. (B) Example of a piedmont stream sourced in the mountain front hillslopes located east of the Tanjout River. In this case, the channel bed is covered by a thin layer of sand and fine gravel.

A common feature of all the mountain rivers in the Ouarzazate basin is the braided channels blanketed by a layer of coarse-grained sediments of variable thickness, covering the Miocene basin bedrock (figs. 1.2.5a and b). Their mountainous headwaters reach maximum elevations > 3000 m, whereas the average altitude of the valley floor at the mountain front is ca. 1500 m, so their fluvial relief is high (~ 1500 m). Mountain rivers have catchments mainly composed by mechanically strong rocks

exposed in moderate to steep hillslopes, with average local slope of about 18°. Because of the semiarid climate, such main rivers are ephemeral or have a moderate flow during most of the year. However, during heavy rainstorm events main rivers drastically increase their discharge and transport capacity. Field evidence show that main rivers are capable of moving coarse sediments accumulated in their upland channels to the gently inclined basin reach, where the transport capacity is lessened. In the basin, mountain rivers are separated by minor piedmont streams sourced within the basin domain or on the mountain front hillslopes, with catchment areas ranging between 1 and 100 km². They have no coarse sediment supply and commonly expose the Miocene bedrock in their channel beds and banks (figs. 1.2.6a and b). Bedload material is essentially composed of fine-grained sediment (silt, sand) derived from local lithologies (mostly sandstones and shales); their channels, however, usually contain gravels derived from the colluvial denudation of the surrounding fan terraces.

Two scenarios can be differentiated east and west of the basin as a consequence of the structural differences of the High Atlas southern flank and the basin morphology. The western part of the Ouarzazate basin is about 40 km wide. To the north, the short distance (15 km in average) between the main drainage divide of the High Atlas hinterland and the southern mountain front defines relatively small mountain river catchment areas (between 50 and 280 km²) where they emerge onto the Ouarzazate basin, and the spacing between outlets at the mountain front is only 5-10 km. In contrast, the eastern half of the Ouarzazate basin (east of Targa River) is only 10 km wide on average. A more northern position of the main High Atlas divide and the presence of a well-developed fold-and-thrust belt at the basin margin, increase the distance between the drainage divide and the mountain front to more than 35 km. In the narrow eastern half of the basin, mountain rivers emerge onto the basin with outlets spaced by 20 km apart (fig. 1.2.2); and most of the basin surface is drained by small piedmont streams (catchments < 50 km²). There, main rivers exhibit larger catchment areas and perennial flow (the rivers M'Goun and Dades emerge onto the basin with catchments of 1245 and 1535 km², respectively).

The fluvial systems flowing through the western, widest part (40 km) of the Ouarzazate basin (from the N'Wachir River to the Targa River) have the best developed steeped fan pediments (fig. 1.2.3). There, some piedmont streams are locally more deeply incised than main rivers, which have larger catchment areas and steeper slopes.

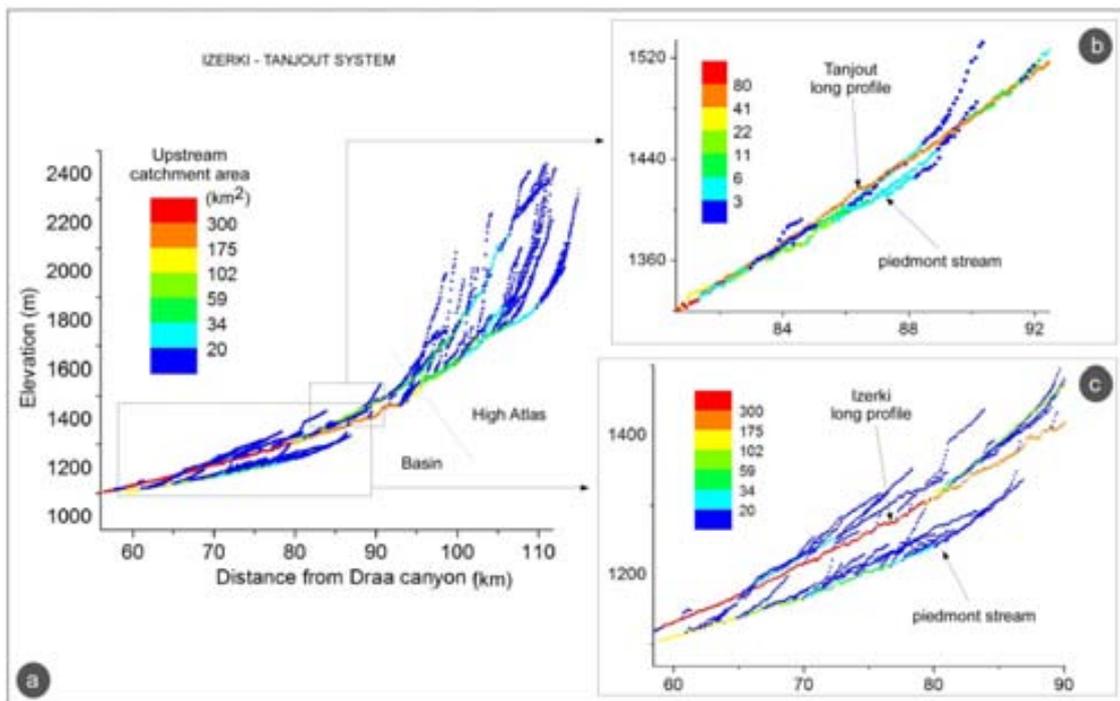


Fig. 1.2.7. Longitudinal profiles of different channels (with drainage area $> 5 \text{ km}^2$) in graphs with elevation versus upstream distance. We added a grey scale that gives information about the variation of the contributing catchment area along the river profile. (A) Longitudinal profiles of the Izerki and Tanjout rivers (see location in fig. 1.2.2), including the secondary stream located to the west. (B) Subset of the Izerki River profile at the southern half of the basin where a secondary stream has a gentler slope and lies at a lower elevation than the main river. (C) Subset of the Tanjout River profile where some secondary streams present gentler slopes.

Piedmont valleys adjacent to the Izerki and Tanjout Rivers

Figure 1.2.7a plots the longitudinal profiles of the main rivers Izerki and Tanjout originating in the mountain, including their adjacent piedmont streams located westward and other small tributaries, all with drainage areas $> 5 \text{ km}^2$. We note that most of the small tributaries are at a higher level than their trunk river. However, some larger piedmont area streams present gentler slopes than the main rivers rising in the mountain and therefore are lying at lower elevations than the main rivers.

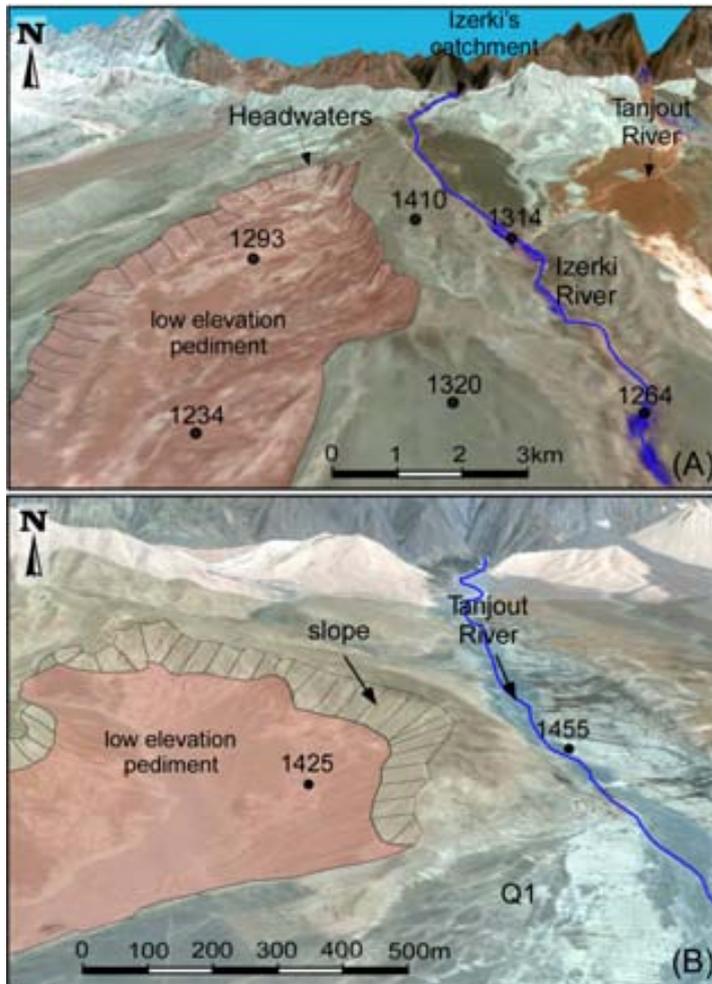


Fig. 1.2.8. (A) Oblique image (obtained from GoogleTM Earth) of a depressed valley (pediment) located westward and trending parallel to the Izerki valley in the western part of the Ouarzazate basin. This area currently represents one of the larger accommodation spaces for sediments in the entire basin, being up to 0.4 km³ lying below the level of the Izerki main river (view to the north). (B) Oblique image (obtained from Google Earth) of a depressed valley (pediment) located westward and trending parallel to the Tanjout River (view to the north).

A few kilometers west of the Izerki valley, a parallel-flowing piedmont stream is largely below the Izerki River level in most of the N–S path of the Izerki River, and the difference in elevation locally reaches 40 m (figs. 1.2.7b and 1.2.8a). This piedmont stream reaches 100 km² of watershed close to the southern edge of the basin, whereas the catchment size of the Izerki river across the basin ranges from 180 to more than 300 km² (fig. 1.2.7b).

West of the Tanjout River, a small piedmont stream sourced within the basin has deeply incised the Miocene substrate. This low piedmont stream has a catchment area of 5-10 km² and incises 30 m below the elevation of the adjacent Tanjout River, which drains a catchment of 70 km² (Figs. 1.2.7c and 1.2.8b).

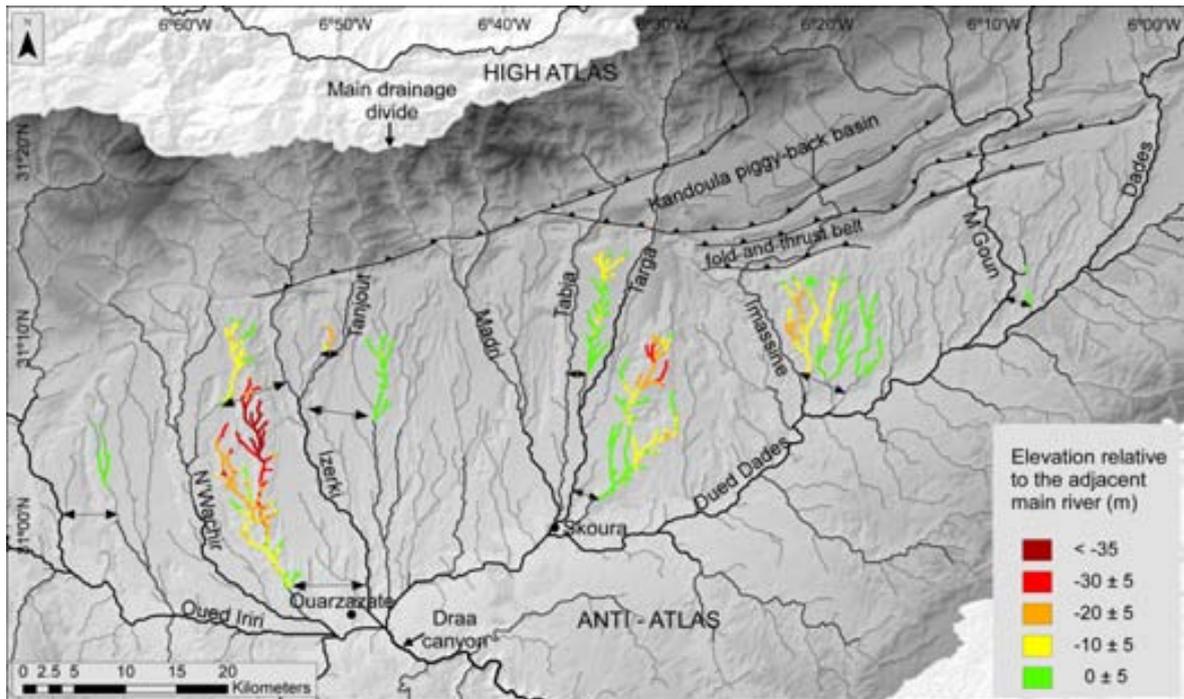


Fig. 1.2.9. Hillshade DEM of the Ouarzazate basin where colors represent the difference in elevation of the piedmont streams located below their adjacent main rivers originating in the mountains. The range (0 ± 5) corresponds to the zone of no detectable difference. Arrows indicate the exact points of the long profiles where rivers were compared (maintaining the same distance from their common base level).

Low elevation valleys and pediments in the Ouarzazate basin

The analysis included the 11 main mountain rivers of the Ouarzazate basin (Amaragh, N'Watchir, Izerki, Tanjout, Tagragra, Madri, Tabia, Targa, Imassine, M'Goun, and Dadès Rivers; fig. 1.2.2). Five of the main mountain rivers (the Izerki, Tanjout, Tabia, Targa, and Imasine Rivers) are flanked by low elevation piedmont stream valleys (fig. 1.2.9). The depth of incision of the piedmont valleys relative to their adjacent main rivers is randomly distributed and attains maximum values ranging from 10 to more than 40 m. The relative deeper incision of the piedmont streams indicates that they have greater incision power than their adjacent trunk rivers, in spite of their lower gradient and smaller catchment. Only the N'Wachir, Madri, M'Goun, and Dades Rivers are not bordered by low elevation piedmont streams. However, their adjacent piedmont streams are situated at a similar level despite the great contrast in catchment areas. This indicates that in these cases small piedmont streams incise at a similar rate as the

main rivers. Alternatively, it may indicate that these piedmont streams are at a different (earlier) stage in their evolution, perhaps because they have been filled by alluvium from the main channel more recently.

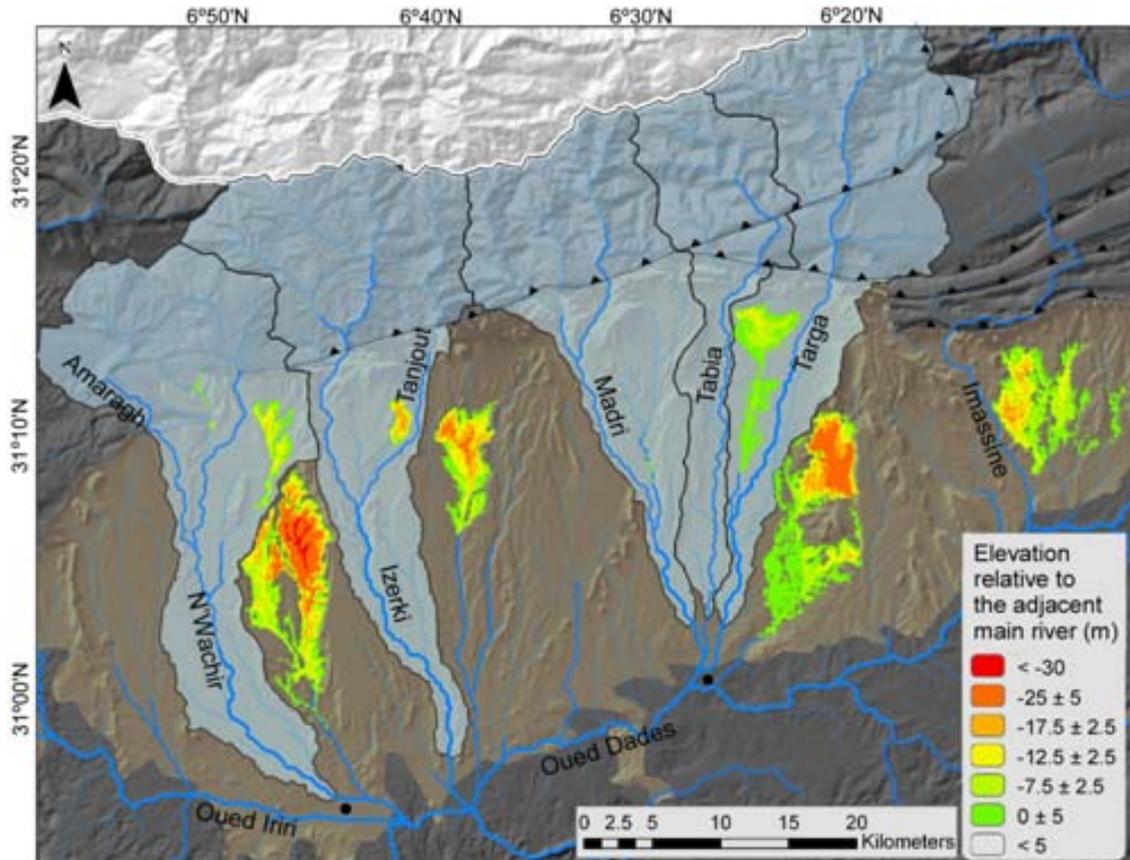


Fig. 1.2.10. Hillshade DEM of the Ouarzazate basin where colors represent areas of piedmont stream catchments (forming low elevation pediments), which are below their adjacent main rivers. The range (0 ± 5) corresponds to the zone of no detectable difference.

Interestingly, the low elevation piedmont streams are not confined by narrow valleys, their width corresponds to the low relief and gently inclined pediment erosional surfaces. Figure 10 shows the depth of these pediments below their adjacent rivers originating in the mountain, and it also underlines the large extent of this kind of pediment, with N–S length > 10 km and area ranging from 5 to more than 100 km^2 in the southern edge of the basin. Light greenish colors in the Landsat imagery 4-5 TM correspond to the pediments where the basin bedrock is exposed. The pediments have

almost everywhere a thin alluvial cover (<1m), giving them the same spectral colors in the Landsat imagery, as the adjacent fan pediments (fig. 1.2.11).

Quaternary stepped pediments

As pointed out above, the Ouarzazate foreland basin has been subjected to erosion and contains stepped pediments veneered by coarse debris, here referred to as 'fan pediments'. The base of the fan pediments is composed of coarse-grained sediments (including boulder size) indicating that deposition occurred suddenly, being not a progressive change in transport conditions. The generalized occurrence of fractured and exfoliated clasts at the surface of fan pediments indicates that mechanical weathering reduces the grain size. Consequently, the mean grain size at the surface of older deposits is usually smaller than the grain size of the bedload in the younger ones. The different levels of stepped fan pediments were mapped using topographic elevation, field observations, and color contrasts on Landsat imagery (fig. 1.2.11). The number of fan pediments preserved in the different fluvial systems across the basin varies from three to six. For a given fluvial system, we labeled the fan pediments and terraces beginning numbering with the oldest deposits. The most recent fan pediments merge distally in the basin, and accordingly, we have assigned them the same label (Q6 in fig. 1.2.11). As a result of this, the label of the highest fan pediment for a fluvial system may vary, i.e. from Q1 to Q4, depending on the specific number of fan pediments preserved. Implicitly, the numbering does not correspond to a temporal/altitudinal correlation across different fluvial systems, except for the most recent fan pediments Q6 that coalesce. In figure 11 we have indicated the boundaries of the rivers systems for which a particular numbering sequence is valid. The morphology of the well-developed stepped fan pediments of the Tanjout, Madri, Tabia, Targa, Amaragh, Talat-n-Ouznag, and N'Wachir fluvial systems originating in the mountain (see fig. 1.2.2 for location) are analyzed in detail below.

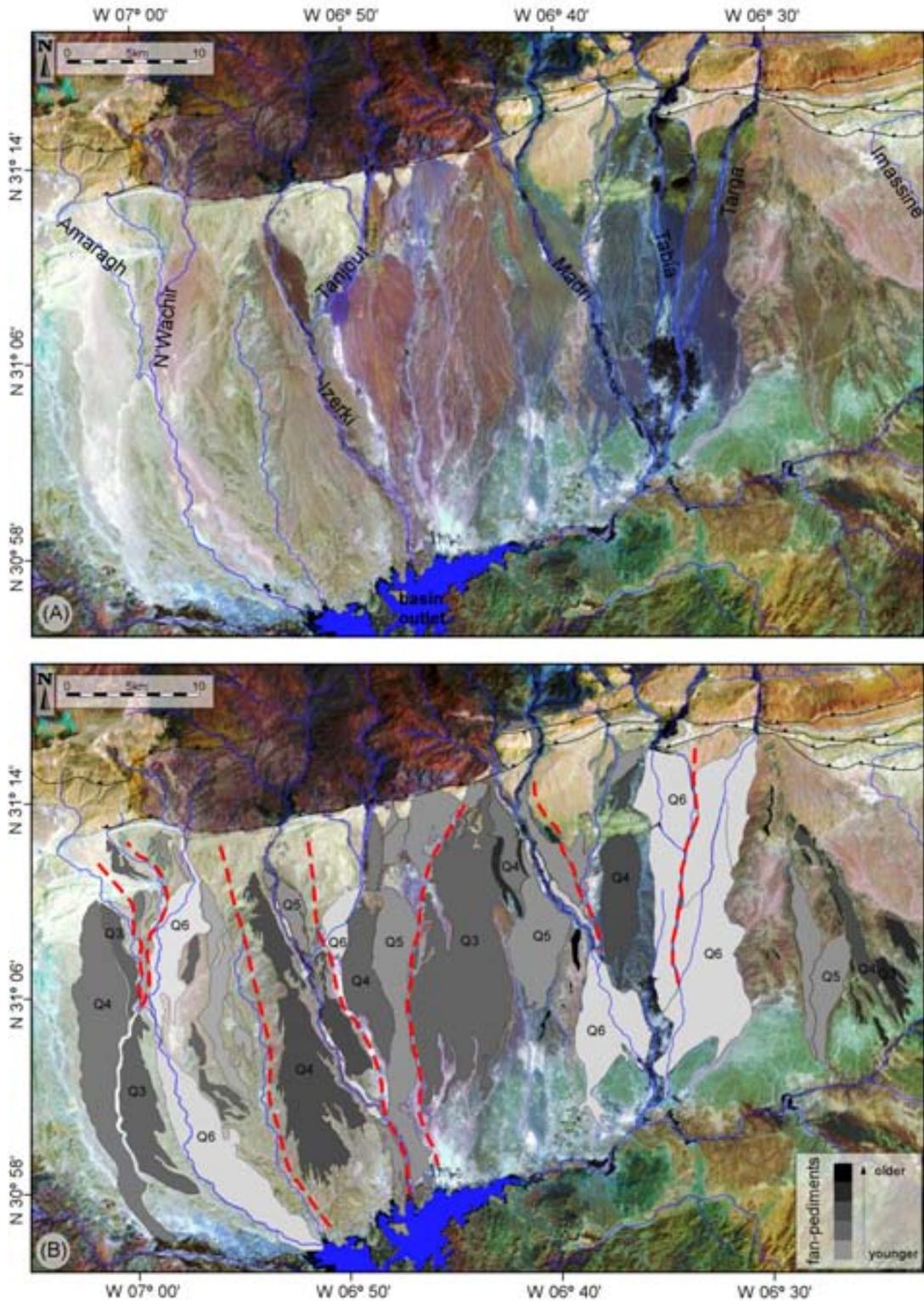


Fig. 1.2.11. Cartography of the Quaternary stepped pediments of the western Ouarzazate basin. (A) Landsat 4-5 TM color composition. (B) Mapping of the Quaternary fan pediments based on Landsat imagery, topographic elevation, and field reconnaissance. The red dashed lines correspond to the boundaries of fluvial systems with a particular sequence of terraces.

The stepped fan pediments of the Tanjout River: The Tanjout River (72 km²) enters the Ouarzazate basin 7 km to the west of the Izerki River and becomes its tributary at the middle of the basin (fig. 1.2.11). The old channel of the Tanjout River downstream of the junction is recognizable forming a wind gap (fig. 1.2.12), suggesting that it was recently captured by the Izerki River channel. Towards the north, about 5 kilometers south of the High Atlas mountain front, three lobes of coarse debris deposits show fan shape morphology (Q6, Q5, and Q4; fig. 1.2.12). The current course of the Tanjout River is flanked by two levels of these coarse debris deposits 1 km wide and several kilometers long each one. These deposits rise 1-5 and 20-40 m above the Tanjout River (Q6 and Q4, respectively; in figs. 1.2.11 and 1.2.12). The third level of coarse debris deposits is developed in the low elevation pediment catchment east of the Tanjout River, and it is situated 20 m above the Tanjout River bed (Q5, profile B-B' in fig. 1.2.12). In this study, Q5 corresponds to Q3c in Arboleya et al. (2008). Basement exposures at the base of these coarse debris deposits indicate that they are 5 to 20 m thick and that they rest on smooth erosional surfaces planed into Miocene bedrock, that is, on pediments. Because these coarse debris deposits rest on pediments, we refer to them as 'fan pediments'. The coarse material of the fan pediments is predominantly composed of Mesozoic and Paleozoic clasts, indicating the same High Atlas provenance for the three fan pediments and implying that the Tanjout River deposited all three fan pediments.

The highest and oldest fan pediment (Q4) is located at the divide between the Q6 in the Tanjout catchment and Q5 in its adjacent piedmont catchment. Lateral channel migration of the Tanjout River between Q5 and Q6 would have implied the erosion of the ridge formed by Q4 fan pediment. Therefore, the observed arrangement cannot be explained by lateral migration and successive abandonments of terraces. The preservation of the high level fan pediment Q4 argues for stream diversion upstream. Whatever the mechanism that produced the deviation of the Tanjout course upstream of Q4, the river must have been bordered by a low elevation pediment in expansion, for fan pediment Q6 to be formed below Q5. Finally, the divide between the Tanjout

River and the western pediment must have been breached either by lateral erosion of the Tanjout River leading to an avulsion, by the headward erosion of the captor, or by a combination of both processes.

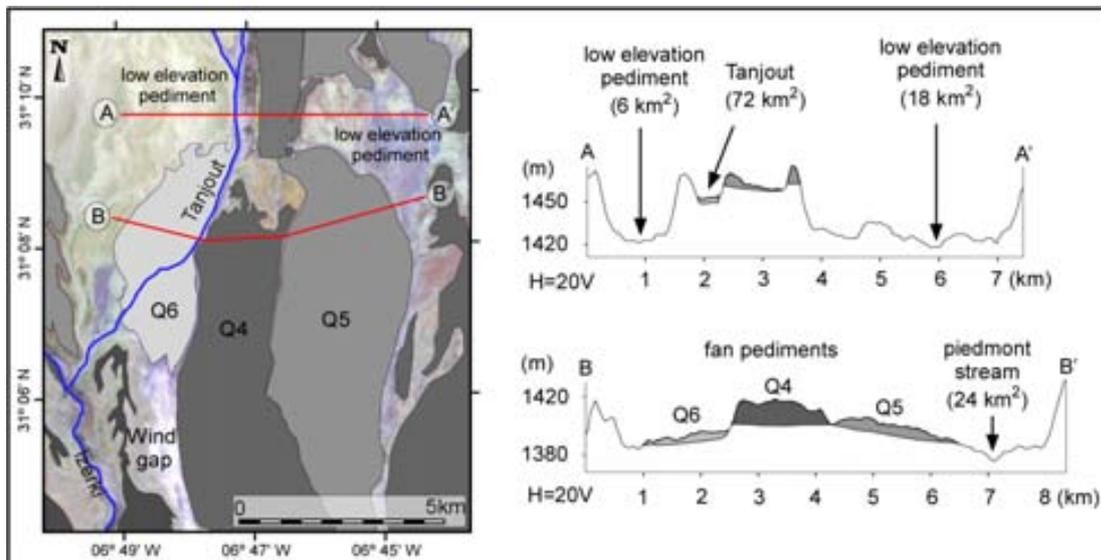


Fig. 1.2.12. Interpreted Landsat image of the Ghassat alluvial fan, showing the mapping of the Quaternary stepped fan pediments associated with the Tanjout River. Labels of the rivers in the topographic profiles to the right include the catchment area size in square kilometers. The topographic profiles are perpendicular to the transport direction and present an exaggerated vertical scale. The upper profile shows that the Tanjout main river has depressed areas at both sides. The lower profile show the Q4 as a relief preserved between age-successive levels Q5 and Q6. Such arrangement suggests that the shift from deposits Q4 to Q6 did not occur by channel lateral migration.

Another plausible explanation for the shift of the Tanjout River path from Q5 to Q6 would be the aggradation of the Q5 valley to the level of the Q4, followed by the lateral shift of the Tanjout River toward the west and its subsequent entrenchment. In this case, remnants of Q5 should be found at both sides of the valley. No evidence of valley infill suggests a piedmont-stream capture for the shift to Q6.

The sediments of the Q5 fan pediment have been deposited on a lower pediment that is still preserved as a gravel-free pediment in the piedmont valley north of Q5 (fig. 1.2.12). The base of Q5 also dips to the east indicating that it filled the western flank of

a large valley. In fact, fan pediment Q5 might also have resulted from a capture event. Its apex is located in the NW corner of the deposit, with a sediment transport direction eastward; whereas upstream, the Tanjout River flows southward. This abrupt shift of the Tanjout course may represent an elbow of capture.

A topographic profile in the northern part of the system (A-A' in fig. 1.2.12) shows low elevation pediments drained by piedmont streams and located at both sides of the current Tanjout River. The low elevation pediments threaten the Tanjout River to be captured, a potential event that would produce the same pattern as the one observed for Q5 and Q6. In summary, all this evidence argues that Q6, and likely Q5, formed by capture events.

The stepped fan pediments of the Madri River: The Madri River flows 10 km east of the Tanjout valley (fig. 1.2.2). The river is flanked by six levels of coarse debris deposits ranging from 1 to 5 km wide and up to 25 km long (Figs. 11 and 13; see also Arboleya et al., 2008). Based on their morphology of large extent, thin sedimentary cover and flat basement exposure, we refer to these coarse debris deposits as 'fan pediments'. However, Q6 in the northern half of the basin is confined to the Madri valley, and it forms a paired terrace. The Q2 and Q1 are poorly preserved remnants in narrow ridges. Fan pediments and terraces Q6, Q5, Q4 and Q2 of the Madri valley in this study correspond to Q4, Q3, Q2 and Q1 in Arboleya et al. (2008), respectively. The Q3 corresponds to the western part of Q2 and the Q1b in Arboleya et al. (2008), whereas the Q1 was not recognized by Arboleya et al. (2008).

The westernmost deposit in the area is a large Q3 fan pediment reaching 25 km long and up to 8 km wide, situated 80-100 m above the Madri River bed (profile A-A' in fig. 1.2.13). This fan pediment shows an apex located close to the mountain front where the Madri River emerges onto the Ouarzazate basin (fig. 1.2.11). The lithology of the coarse material indicates a High Atlas provenance for all terraces (from Q6 to Q1), even the Q3, which belongs to a piedmont catchment now draining only a few square kilometers of the southern edge of the High Atlas. This fan pediment contains Cambro-

Ordovician clasts derived from outcrops situated in the uplands of the Madri River catchment. Clast content and the position of its apex indicate that Q3 is an old Madri river bed now abandoned.

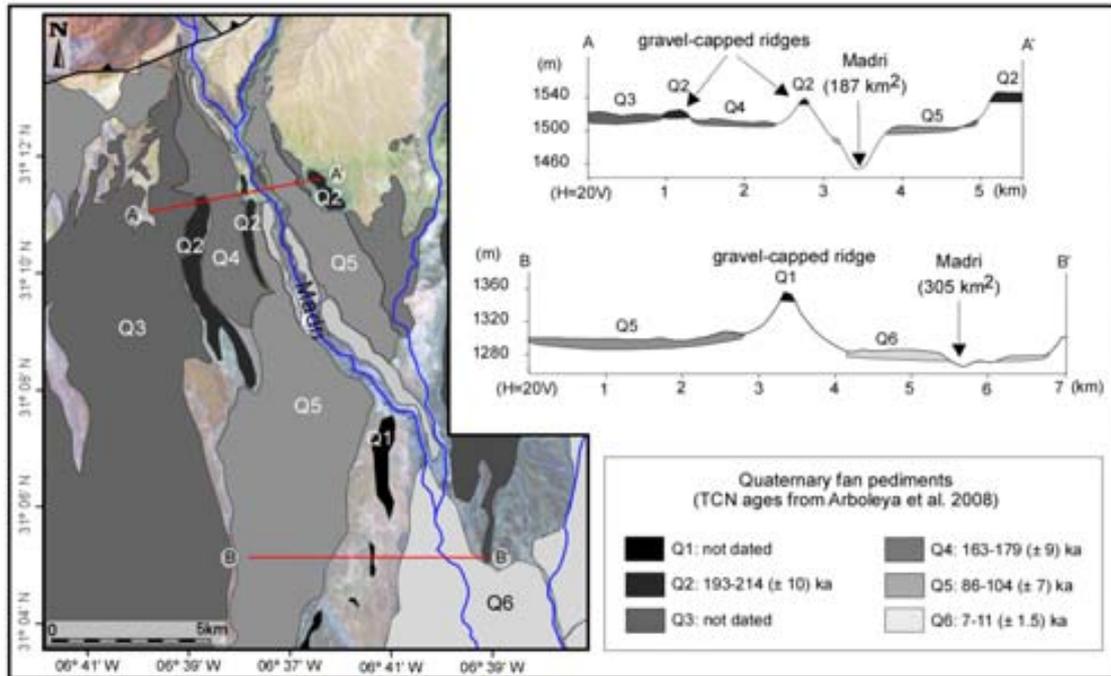


Fig. 1.2.13. Interpreted Landsat image showing the mapping of the Quaternary stepped fan pediments and terraces of the Madri valley, which are numbered from lowest to highest (note the different nomenclature from Arboleya et al., 2008). Topographic profiles are perpendicular to the transport direction with exaggerated vertical scale. They show the existence of relict reliefs (gravel-capped ridges) preserved between age-successive levels. In profile AA', the difference in elevation between different ridges labeled Q2 is caused by tectonic deformation. The legend includes the abandon ages of the fan pediments dated by Arboleya et al. (2008).

In the Madri's fluvial system, successively younger fan pediments are separated by older (higher) deposits forming gravel-capped ridges between them. This is the case of Q2, forming ridges between Q3 and Q4 and between Q4 and Q5. Similarly, the higher level Q1 forms a 40-50 m high ridge between Q5 and Q6 (fig. 1.2.13). The classic mechanism of lateral river erosion and deposition of a terrace, followed by its abandonment and entrenchment, would have implied erosion of the high level ridges

and would have produced sequences of younger terraces inset within older ones. Here again, the stream-capture process gives a simple explanation to an arrangement of fan pediments deposited by the same river and separated by gravel-capped ridges. The aggradation to the level of the gravel-capped ridges followed by the lateral shift of the Madri River toward the east is unlikely because no evidence is found of thick aggradational sequences in Q3, Q4, and Q5 up to the gravel-capped ridges Q2 and Q1.

In any case, the Madri River must have been flanked by large open valleys successively at lower elevations for stepped fan pediments to develop. The arrangement of gravel-capped ridges and abandoned fan pediments strongly argue for three captures to have resulted in the successive formation of the stepped fan pediments Q4, Q5, and Q6.

The stepped fan pediments of the Tabia River: The Tabia River is located ~ 10 km east of the Madri valley (fig. 1.2.2) and has a mountain catchment area of 125 km². The river is flanked by three levels of coarse debris deposits: Q6, Q5, and Q4 at 4, 80, and 140 m above the Tabia River, respectively. They are 1 to 3 km wide, 4 to 17 km long, and 5 to 20 m thick (figs. 1.2.11 and 1.2.14). The large extent in width and length of the coarse deposits and the occurrence of basement exposures at their base indicate that they have been deposited on pediments. Fan pediments Q6, Q5, and Q4 are made of coarse material coming from the uplands of the Tabia River catchment, indicating that they were old Tabia River beds now abandoned. Fan pediments Q6 and Q5 also have their apex located close to the mountain front where the Tabia River emerges onto the Ouarzazate basin. Most of fan pediment Q5 now belongs to a piedmont catchment currently draining only a very small area in the southernmost edge of the High Atlas. Although Q6 has a large extent, its eastern part has an elevation lower than the Tabia River. We described this low elevation area as an erosional pediment in section 4.3.

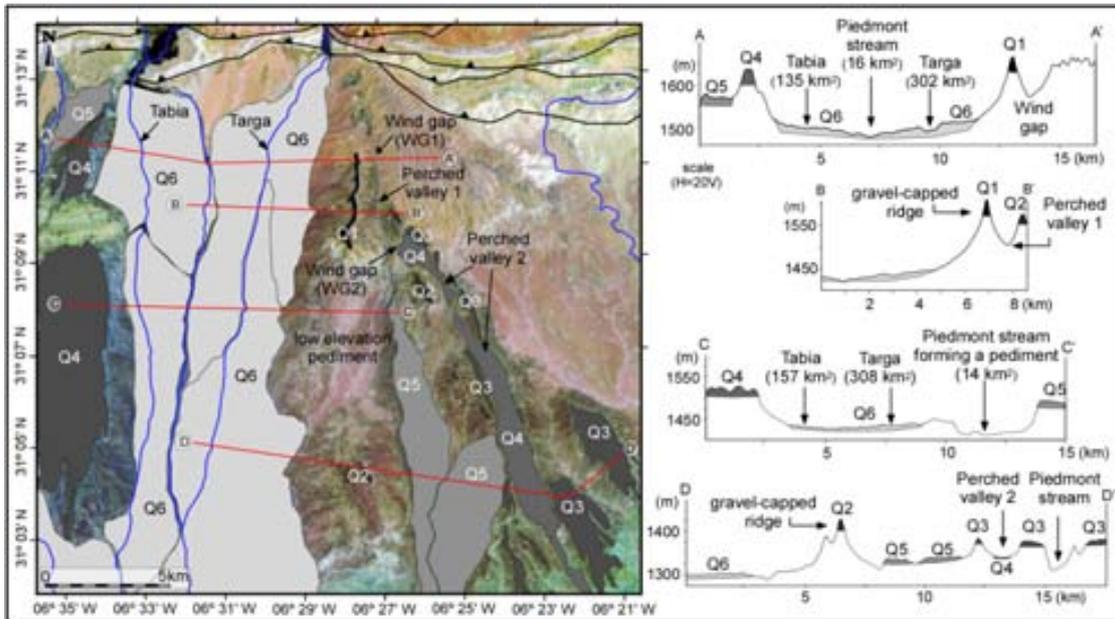


Fig. 1.2.14. Interpreted Landsat image showing the mapping of the Quaternary stepped fan pediments and terraces associated to the Tabia and Targa Rivers. The topographic profiles perpendicular to the transport direction show relict reliefs (gravel-capped ridges) preserved between age-successive levels, as well as wind gaps and low elevation pediments. The labels of the rivers in the topographic profiles include the catchment area size in square kilometers.

The Tabia River is separated from its fan pediment Q5 by the fan pediment ridge Q4. As in the other cases, lateral erosion of the Tabia River from Q5 to Q6 would have eroded the ridge, arguing against a mechanism of lateral erosion and terrace abandonment. The stream-capture process is, as in the Tanjout and Madri valleys, more likely to have produced such geometries. In this case again, we find no evidence for aggradation of the Tabia River up to the fan pediment ridge Q4. Moreover, differences in spectral colors of fan pediments Q5 and Q4 argue for fan pediments of distinct ages, which would not be the case if aggradation would have filled the Tabia valley during stage Q5 up to the Q4 level.

The stepped fan pediments of the Targa River: The Targa River emerges to the basin 5 km east of the Tabia River (fig. 1.2.2). Six coarse debris deposits east of the Targa River, labeled Q6 to Q1, are lying at 10 to 190 m above the river channel. Except for Q6, all these deposits belong to piedmont catchments. All these deposits are made of coarse material coming from the uplands of the Targa River catchment, indicating that they were old Targa River beds now abandoned. The large extent in width and length of the 5-to 15-m-thick alluvial deposits, and the basement exposures indicate that Q6, Q5, and Q3 have been deposited on pediments, so they are fan pediments. Similarly, as in the case of the Tabia River, part of Q6 is located below the present-day Targa River. We described these low elevations of Q6 as erosional pediments. On the one hand, Q4 is not a fan pediment, but rather it is a terrace inset in older ones. The Q2 and Q1 are poorly preserved gravel-capped ridges and they do not match the large extent in width and length defining fan pediments. The Q6 is the largest coarse debris deposit, with up to 4 km width and up to 23 km length; and it is the only one with its apex situated close to the mountain front where the Targa River emerges onto the Ouarzazate basin (figs. 1.2.11 and 1.2.14). By contrast, Q5, Q4, and Q3 have their apex located several kilometers to the south of the mountain front. A perched valley separates the uplands from deposits Q5, Q4, and Q3 (perched valley 1 in fig. 1.2.14).

The fan pediment Q5 merges with the longitudinal profile of perched valley 1. The upstream part of this perched valley is a scarp facing the current valley of the Targa River, which means that the old Targa River has been beheaded when diversion occurred toward its current valley between stages Q5 and Q6. The upstream part of this perched valley now forms a wind gap (WG1 in fig. 1.2.14). Perched valley 1 is separated from the current Targa River valley by the gravel-capped ridge Q1. Fan pediment Q5 is also separated from the current Targa River and fan pediment Q6 by gravel-capped ridges of Q3 (fig. 1.2.14). Lateral erosion of the Targa River from Q5 to Q6 would have eroded ridges Q3 and Q1.

The Q4 is confined to an ~ 1-km-wide and 17-km-long perched valley reaching the longitudinal Dades River (perched valley 2 in fig. 1.2.14). The upstream part of Q4 is limited by a scarp facing Q5. It means that between stages Q4 and Q5, the Targa River

has been beheaded. The upstream part of perched valley 2 now forms a wind gap (WG2 in fig. 1.2.14). Gravel-capped ridges Q3 and Q2 separate terrace Q4 from fan pediments Q5 (fig. 1.2.14), arguing again against lateral erosion. The stream-capture process is — as in the Tanjout, Madri, and Tabia valleys — more likely to have produced the observed pattern. In this case again, no evidence for aggradation of the Targa River up to the different gravel-capped ridges is found, and the presence of wind gaps strongly argue for diversion of the Targa River by captures.

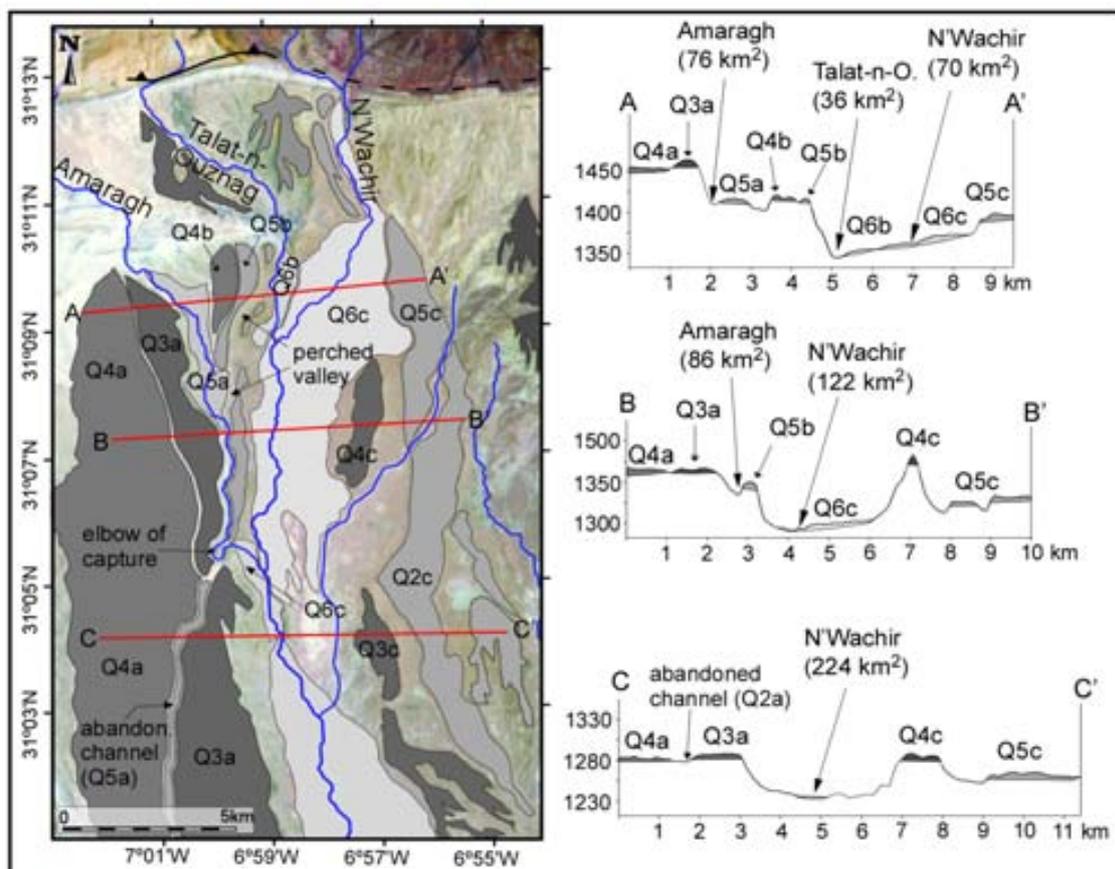


Fig. 1.2.15. Interpreted Landsat image showing the mapping of the Quaternary stepped fan pediments and terraces associated with the rivers of the western basin. The topographic profiles perpendicular to the transport direction show relict reliefs (gravel-capped ridges) preserved between age-successive levels, as well as wind gaps and low elevation pediments. The labels of the rivers in the topographic profiles include the catchment area size in square kilometers.

Stepped fan pediments in the western Ouarzazate basin: Three rivers originating in the mountains emerge onto the Ouarzazate basin close to its western edge: the Amaragh, Talat-n-Ouznag, and N'Wachir Rivers. These rivers do not reach the High Atlas main divide (fig. 1.2.2), and consequently, they present smaller catchments than other main rivers analyzed in this study. The Amaragh and N'Wachir have catchment areas of 80 km² at the mountain front, whereas the catchment of the Talat-n-Ouznag (located between them) is only 35 km². The headwaters of these catchments are higher than 2000 m. The tributary junction of the N'Wachir and Talat-n-Ouznag Rivers is located close to the mountain front, and the Amaragh River joins with the N'Wachir in the centre of the basin. Deposits related to the Amaragh River, Talat-n-Ouznag and N'Wachir Rivers have been labeled with the subindex 'a', 'b' and 'c', respectively. The areal extension of these coarse deposits shows a high variability of width (0.5 to 4 km) and length (~ 1 to 20 km). They are a few meters thick (rarely reach thicknesses up to 5 m), and they fill flat erosional surfaces (pediments) — so they are fan pediments.

The Amaragh fluvial system contains four deposits: Q6a, Q5a, Q4a, and Q3a (fig. 1.2.15). The westernmost deposit (Q4a) is up to 20 km long and 4 km wide. Its apex is located close to the mountain front where the Amaragh River emerges onto the Ouarzazate basin, but its surface now drains to the south by little piedmont streams. The Q4a is mainly composed by Cretaceous clasts coming from outcrops situated in the uplands of the current Amaragh River catchment. Clast content and the position of its apex indicate that Q4a is an old Amaragh River bed, now abandoned. The Q4a is separated from a younger fan pediment (Q5a) and from the active channel by an older fan pediment (Q3a, profile A-A' in fig. 1.2.15), which is easily identifiable because its spectral response in the Landsat composition is different from its nearby deposits. The mechanism of lateral erosion, followed by the abandonment of Q4a and river entrenchment, would have implied the erosion of Q3a. No field evidence is found of aggradation of Q4a up to the level of the gravel-capped ridge (Q3a) followed by the lateral shift of the Amaragh River toward the east. Consequently, the abandonment of Q4a is the result of a capture. Southward, the presence of an abandoned channel and an elbow of capture (fig. 1.2.15) indicate that the Amaragh River have been captured by the N'Wachir River. A small fan pediment (Q6a) has been developed where the

Amaragh River emerges into the N'Wachir valley. The coarse debris related to the Talat-n-Ouznag River (Q6b, Q5b, and Q4b in fig. 1.2.15) are restricted to the northern half of the basin, with limited extension ($\sim 1 \text{ km}^2$). In this case, their arrangement follows the normal pattern, with the younger deposits inset within older ones. However, a perched valley incised in the Q5b surface suggests that the diversion to Q6b also occurred after a capture event. The N'Wachir fluvial system is composed by three deposits: Q6c, Q5c, and Q4c (fig. 1.2.15). Profiles B-B' and C-C' (fig. 1.2.15) show that the older fan pediment (Q4c) separates the two younger and age-successive fan pediments (Q5c and Q6c). This arrangement indicates that the course of the N'Wachir River shifted westward to a lower elevation valley.

The captures responsible for the formation of the gravel deposits Q6a, Q6b, and Q6c are all related to the previous development of a low elevation piedmont valley in this area.

Discussion

Five rivers (Izerki, Tanjout, Madri, Tabia, Targa, and Imassine Rivers) of the 11 main fluvial systems originating in the mountain and crossing the Ouarzazate basin are bordered by low elevation, parallel-flowing piedmont streams. The most important difference between the main rivers and the piedmont streams is that the former carry coarse sediments whereas piedmont streams transport fine-grained bedload. The low elevation piedmont valleys, mostly developed in the western half of the basin (fig. 1.2.9), constitute almost flat erosional surfaces that can be considered as low elevation pediments (fig. 1.2.10). Drainage networks of ephemeral streams are well developed in these pediments indicating that they result from fluvial erosion.

Because they share tributary junctions, the higher position of main rivers originating in the mountain indicates that smaller piedmont tributaries incise at higher rates despite their lower longitudinal slope and smaller drainage area. This shows that fluvial erosion is not only a function of catchment area size, channel longitudinal slope, and bedrock

erodability. Channel bedload is also an important factor that controls the fluvial regimes, especially in areas adjacent to the mountains where channels receiving abundant supply of coarse sediments flow into weak bedrock of sedimentary basins (Sklar and Dietrich, 2006). The occurrence of coarse sediments in the main rivers and their absence in piedmont streams strongly argues that fluvial erosion is also modulated by the sediment flux, a relationship first proposed by Gilbert (1877). Following Sklar and Dietrich (2006), the total channel longitudinal slope can be divided into three components: the first one corresponds to the slope needed to exceed the sediment threshold of motion, the second is the slope needed to transport the sediments coming from upstream, and the third corresponds to the slope needed for erosion at a rate equal to the base level lowering rate. Rich (1935) and Mackin (1936) recognized that the steeper slopes of the main rivers in the piedmont were those needed to transport their high content of coarse sediments. Rich (1935) added that the coarse bedload in main rivers serves as an effective blanket to protect the underlying rocks from erosion". In the case of the Utah's Henry Mountain piedmont, Hunt et al. (1953) considered the main streams as agents of aggradation, although the long term state of erosion in the Colorado canyon and its tributaries indicates that the main streams in the piedmont of the Henry Mountains incise their bedrock on the long-term. Indeed, Johnson et al. (2009) showed that incision dominates on the long term even in the main channels carrying coarse bedload: they preferred to call them 'sediment-load-dominated bedrock channels' instead of 'transport-limited channels'. Recent studies support the old view (e.g., Gilbert, 1877; Rich, 1935; Hunt et al., 1953) that an optimum content of transported clasts may enhance the erosion by the process of impact abrasion (the tool effect) and that a too high content of bedload may inhibit the erosion in rivers by covering the channel bed (the cover effect) (e.g., Sklar and Dietrich, 1998, 2001, 2006; Whipple and Tucker, 2002; Cowie et al., 2008; Johnson et al., 2009; Lague, 2010; Yanites et al., 2011). The lesser incision efficiency in main rivers in the Ouarzazate basin is best explained by a high content of coarse bedload, which inhibits the incision (the cover effect).

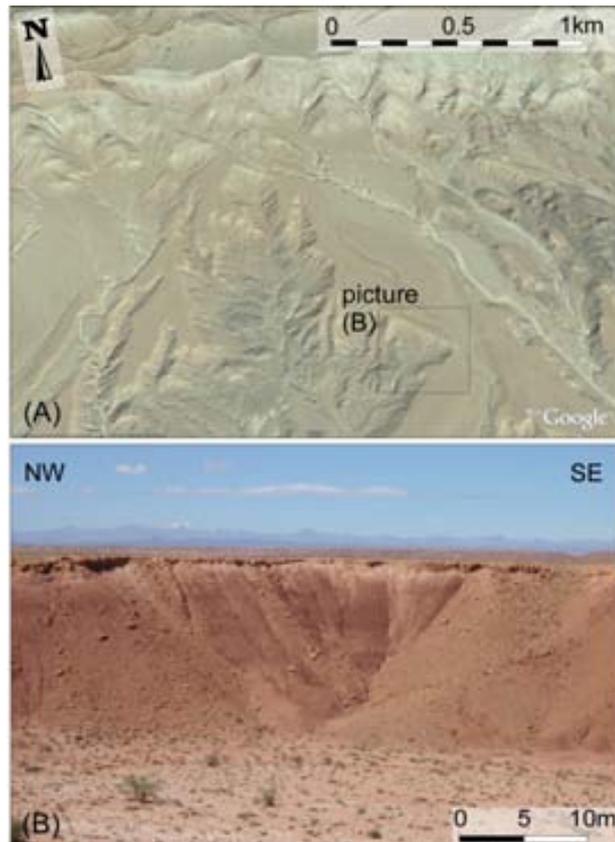


Fig. 1.2.16. (A) Oblique view (obtained from Google Earth) showing the intensive gullying that takes place in hillslopes of the Ouarzazate basin. (B) Gullies developed in the lateral slopes of the incised secondary streams, usually composed by easily erodible bedrock and resistant alluvial gravels on top, favoring the erosion by basal sapping.

A divide between a main river and a piedmont stream or pediment must be breached either by headward erosion of the captor, by lateral erosion of the captured river, or by a combination of both processes. Field evidence from the Ouarzazate basin shows that active gullying is eroding the soft Miocene basement at the piedmont catchments' boundaries, which are usually composed by the easily erodible bedrock at the base and by the more resistant Quaternary gravels on top (fig. 1.2.16). Such gullying activity in the catchment boundaries produces the retreat of the slopes by basal sapping of the higher levels, resulting in the expansion of the low elevation areas drained by piedmont streams. Piedmont stream valleys are much wider than the main river valleys. If large low elevation pediments exist in the Ouarzazate basin, it means that erosion rates must be higher in piedmont catchments — not only in the incising valley floors but at their divides as well. The higher erosion rates in the boundaries of the low

elevation pediments are likely owing to the higher potential energy at the divides. Hence, the greater incision efficiency of piedmont streams over the weak basin bedrock combined with the retreat of their catchment boundaries in the Ouarzazate basin cause the development of large depressed valleys lying below the level of the main rivers. Indeed, in many places within the basin, headward-eroding streams (developed at boundaries of low elevation pediments) threaten to capture the adjacent and higher main rivers (figs. 1.2.8 and 1.2.17).

Once divides separating piedmont catchments from main rivers are breached, main rivers are forced to flow across the gentler slopes of pediments. As a consequence, the flow is retarded and forced to leave part of its sediment load, leading to the formation of a fan pediment downstream of the capture point. The temporal aggradation of sediments continues until the new channel reaches slopes large enough to recover its transport capacity.

Younger terraces inset in older ones constitute the common arrangement associated with lateral erosion, abandonment, and entrenchment of rivers. Only terraces Q6 in the Izerki, Q6 in the Madri, and Q4 in the Targa valley are inset in their adjacent older terraces. By contrast, we identified 14 Quaternary captures of 7 rivers originated in the mountains (from west to east: Amaragh, Talat-n-Ouznag, N'Watchir, Tanjout, Madri, Tabia, and Targa Rivers). Like in previous studies in the United States (Rich, 1935; Mackin, 1936; Hunt et al., 1953; Hack, 1965; Denny, 1967; Ritter, 1972; Mills, 1983), we show that the stream-capture process controlled the formation of the majority of fan pediments in the western half of the Ouarzazate basin. As for the Ouarzazate basin case, the process of stream capture in the origin of stepped fan pediments may have been neglected in other settings. The stream-capture model does not conflict with explanations based on external controls, rather it supplements them. However, because fluvial erosion responsible for pediment growth also depends on climate, we cannot discard a combined effect of climate change and stream capture on the development of fan pediments.

In order to explain the formation of fan pediments as a result of external factors or the intrinsic process of stream capture alone, dating of fan pediments and terraces in all

the considered fluvial systems is needed. Similar ages are expected in all the different catchments if abandonment of deposits is related to the influence of an extrinsic control alone (Mills, 1983) or even combined with the process of stream capture. Arboleya et al. (2008) dated the abandonment of all the fluvial terraces and fan pediments in the Madri River basin using the ^{10}Be terrestrial cosmogenic radionuclide method. They also dated Q5 in the Tanjout fluvial system (Q3c in Arboleya et al., 2008). The Madri River is entrenched into terrace Q6 with abandonment age of 7-11 ± 1.5 ka (Q4 age cluster in Arboleya et al., 2008) that can be attributed with confidence to a climate change alone toward more humid conditions from a glacial to an interglacial stage (Arboleya et al., 2008). Based on Q6 abandonment ages, Arboleya et al. (2008) extended this interpretation for the last 250 ka and they argued that aggradation and incision result from changes in hydrology and vegetation cover. This interpretation is supported by the fact that in the Mediterranean region the Pleistocene fluvial behaviour is thought to respond to climate changes (e.g., Macklin et al., 2002, and references herein). Although the fan pediment Q6 preserved in the lower part of the Madri River is related to a capture and the abandonment of Q5 (figs. 1.2.13 and 1.2.17), it can be traced back upstream forming a river terrace inset in the older ones. The Q5 abandonment ages in the Madri and Tanjout fluvial system range from 86 ± 5 ka to 104 ± 7 ka (four samples, labeled Q3b in Arboleya et al., 2008) and from 84 ± 5 ka to 94 ± 5 ka (five samples, labeled Q3c in Arboleya et al., 2008), respectively. The very similar minimum ages for the abandonment of Q5 in two different fluvial systems where the stream capture process demonstrably occurred to form Q6 fan pediments, and the fact that terrace Q6 is inset in Q5 in the upstream reaches of the Madri River, would argue for a climatic control of these two captures. The occurrence of a stream capture depends on the expansion of a piedmont catchment by headward erosion. Because the timing of climate conditions and changes in vegetation cover, as well as their influence on headward erosion, is poorly known in the Ouarzazate basin, any attempt to relate events of stream capture and fan pediment development to a specific climate stage or climate change is speculative. Palaeoclimatic data and more dating of fan pediments formed by the stream-capture

process are needed to demonstrate if the intrinsic stream capture process is systematically enhanced by climatic changes.

Tectonics is the other major external factor influencing sedimentary flux. An increase of shortening or rock uplift rates in the uplands can increase erosion rates and bedload in mountain rivers. For steady climate conditions, tectonic variations could therefore modify the transport capacity of rivers toward transport-limited conditions and theoretically account for the steep longitudinal slopes of the main rivers, and then for the formation of fan pediments by the piedmont-stream capture process. Low shortening rates (mean value 0.5 mm/a since the Oligo-Miocene) have been calculated in the southern High Atlas fold-and-thrust belt (Tesón and Teixell, 2008; Tesón, 2009). Similarly, the tectonic uplift rates measured for individual structures within the Ouarzazate basin for the last 250 ka (ranging between 0.1 and 0.2 mm/a; Pastor et al., 2013.) are also mean rates, and there is not enough resolution to correlate the formation of fan pediments with accelerations of shortening, rock uplift, and subsequent erosion increase in the uplands.

The Quaternary tectonic structures of the Ouarzazate basin trend E–W and affect both the N–S piedmont streams and the mountain rivers, rendering it unlikely that recent tectonics induced a relative inhibition of erosion in main rivers only. However, we must point out that six piedmont stream captures are localized close to the mountain front, where the difference in elevation between a piedmont stream and its adjacent main river is maximum and the distance from the shared base level (tributary junction) is also the maximum. There, low elevation pediments cannot expand farther north because they encounter the northern limit of the soft Miocene sediments. Captures are expected to occur at the mountain front where the potential energy is maximum and where pediments can only expand laterally. On the other hand, three piedmont stream captures occurred, and fan pediments are sourced, where active tectonic structures reach the surface within the Ouarzazate basin (red crosses in fig. 1.2.17). This coincidence suggests that active tectonics within the basin did influence the spatial location of these captures. We speculate that the local degradation of the alluvial cover caused by tectonic structures would favor the gully activity in

pediments and therefore, the lateral expansion of pediments needed for captures to occur. However, the spatial coincidence of Quaternary captures and recent tectonic features is not systematic. Moreover, the low elevation valleys and pediments that are threatening to capture the main rivers are currently located all along the N–S divides, not just where tectonic structures emerge (fig. 1.2.17).

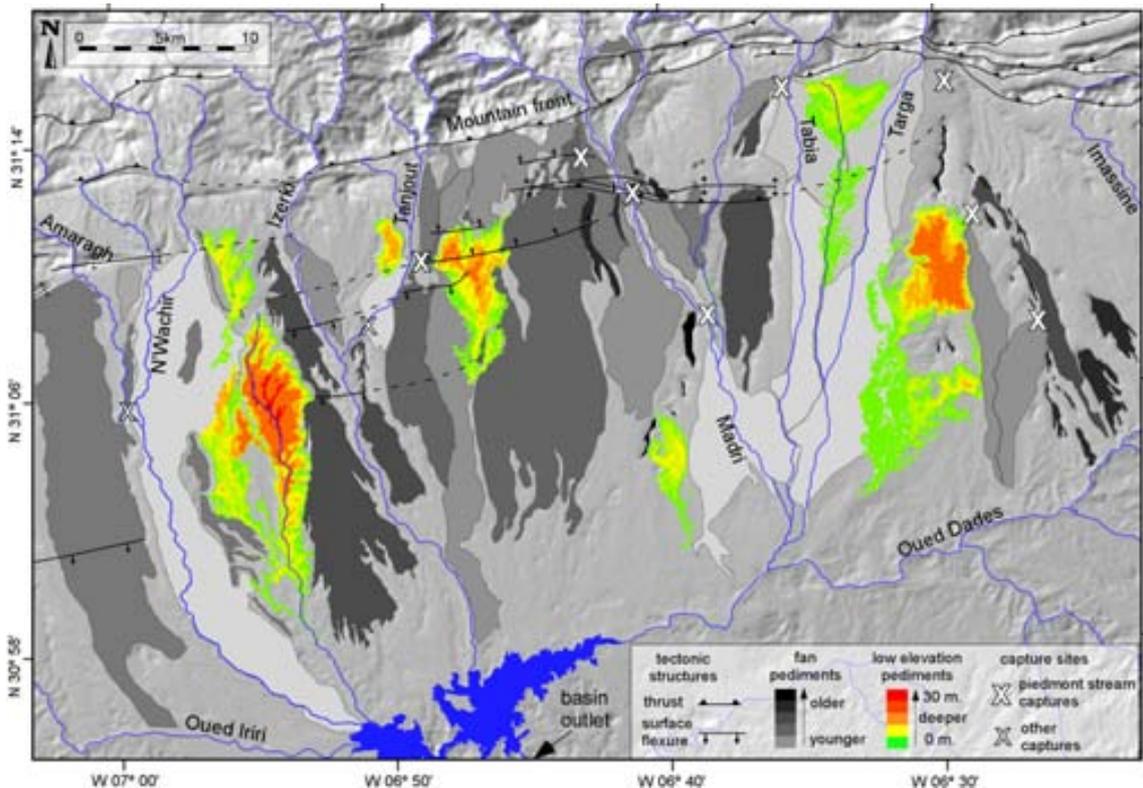


Fig. 1.2.17. Interpreted hillshade DEM showing the location of the 14 piedmont stream captures (crosses) that occurred in the western Ouarzazate basin. White crosses indicate captures that occurred over active tectonic structures. The intrabasin tectonic structures, the current low elevation pediments, and the Quaternary fan pediments and terraces are also represented.

In summary, most of the extensive gravel deposits in the Ouarzazate basin have been formed by the piedmont stream capture process. During the erosional history of low elevation valleys and pediments, climate changes may have enhanced erosion and entailed the process of stream capture. Although systematic dating by ^{10}Be terrestrial cosmogenic radionuclides across different valleys is necessary to fully support this

conclusion, at least two fan pediments resulted from a combined effect of climate change and stream capture. It follows that if the occurrence of piedmont stream captures is not always enhanced by climate changes, any attempt of altitude correlations of extensive gravel deposits across different fluvial systems should be discarded.

In the Madri valley, the capture-related abandonments of fan pediments Q4 and Q5 date 163-174 ka and 86-104 ka, respectively, and in the Tanjout valley the age of capture-related abandonments of fan pediment Q5 is 84-94 ka. Hence, in these fluvial systems the temporal scale for these captures to occur is of the order of 100 ka. The space carved below a main trunk increases with pediment expansion. Consequently, the capacity of storage in low elevation valleys and pediments increases with time. Hence, as a broad approximation, the frequency of captures in a given system should be inversely correlated to the size of their related deposits.

Conclusions

The presence of piedmont streams lying at lower topographic elevations than the main rivers strongly supports the cover effect in the main rivers of the Ouarzazate basin. We are led to the conclusion that the main rivers present steeper slopes in order to transport the large amounts of coarse sediments supplied from the erosion of High Atlas hillslopes across the basin, whereas piedmont streams with no significant supply adjust their channel geometry to the basin bedrock properties, and the slope required is remarkably lower.

River longitudinal profiles, low elevation pediments, and the stepping pattern of Quaternary fan pediments (gravel deposits mantling extensive pediments) point to an intrinsic origin for the stepped fan pediments of the Ouarzazate basin in the High Atlas foreland. Five piedmont rivers originating within the Ouarzazate basin are at lower topographic elevations than their adjacent main rivers originating in the mountain. Consequently, piedmont streams currently threaten to capture 5 of the 11 rivers that

originated in the mountains. We identified 14 capture sites that occurred during the late Pleistocene and Holocene in 7 of the 11 rivers that originated in the mountains. After a capture event, the diverted flow of the main mountain river to the depressed pediment results in the formation of a new fan pediment (glacis d'accumulation). Unlike filled strath terraces, fan pediments result from the erosion and transport dynamics of two distinct streams. Terrestrial cosmogenic radionuclide ages provided in an earlier work suggest that the stream capture process occurs on timescales of about 100 ka.

The chronological frame for fan pediments associated with two of the main streams suggests that two of the capture events may have occurred during climate changes. More dating of fan pediments formed by the stream-capture process are needed to demonstrate if the intrinsic stream capture process is systematically enhanced by external climatic changes. The spatial coincidence between three captures and local tectonic structures suggests a possible tectonic control on the spatial localization. In any case, recent tectonics cannot explain a relative inhibition of erosion in main rivers only. This study suggests that the piedmont stream capture process is responsible for the formation of levels of extensive gravel deposits in an eroding sedimentary basin.

1.3. Rates of Quaternary deformation in the Ouarzazate basin (Southern Atlas front, Morocco)

A. Pastor, A. Teixell, M.L. Arboleya

Annals of Geophysics 55, 5, 2012; doi: 10.4401/ag-4940.

Introduction

During the past years, different authors have investigated the relationships between crustal shortening, mantle uplift and surface processes as the factors that control the topography of the Atlas mountain system in Morocco (Teixell et al., 2003, 2005; Arboleya et al., 2004; Missenard et al., 2006; Babault et al., 2008). The structural style of the compressional deformation in the Moroccan High Atlas (fig. 1.3.1a) is mainly thick-skinned as a consequence of the Cenozoic inversion of extensional faults that were active during a Mesozoic rifting episode (Mattauer et al., 1977; Laville and Piqué, 1992; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003). Compressional deformation has been active until Quaternary times (Meghraoui et al., 1998; Morel et al., 2000; Sébrier et al., 2006; Mridekh et al., 2009). The major seismic activity of the Atlas system follows the so-called Morocco Hot Line (Frizon de Lamotte et al., 2009), which crosses the system in a broadly SW-NE direction (Jacobshagen et al., 1988; Ramdani, 1998). Although tectonic style in the Atlas is mainly thick-skinned, the South Atlas front (SAF) consists in a narrow fold-and-thrust belt involving Cretaceous to Neogene rocks (Laville et al., 1977; Fraissinet et al., 1988). A recent study has constricted timing of thrusting during the Tertiary based on tectonics-sedimentation relationships and magnetostratigraphic dating (Tesón and Teixell, 2008; Tesón et al., 2010), deducing a continuous and slow shortening accommodation in the SAF, at an average rate of 0.3 mm/y since the Oligocene.

The area analyzed in this work is located in the widest part of the Ouarzazate basin (fig. 1.3.1b), at its western half, covering approximately 50 km of the High Atlas foreland. Despite the discrepancies between authors, geological cross-sections of the SAF suggest a significant reduction of the accumulated shortening from E to W (Errarhaoui,

1997; Tesón, 2009). Deformed terraces indicate that the activity of the SAF structures continued to recent times (Couvreur, 1973; Sébrier et al., 2006), but seismicity in the area is not very different from other parts of the Atlas system that show less deformation and no signal of recent tectonics (fig. 1.3.1b).

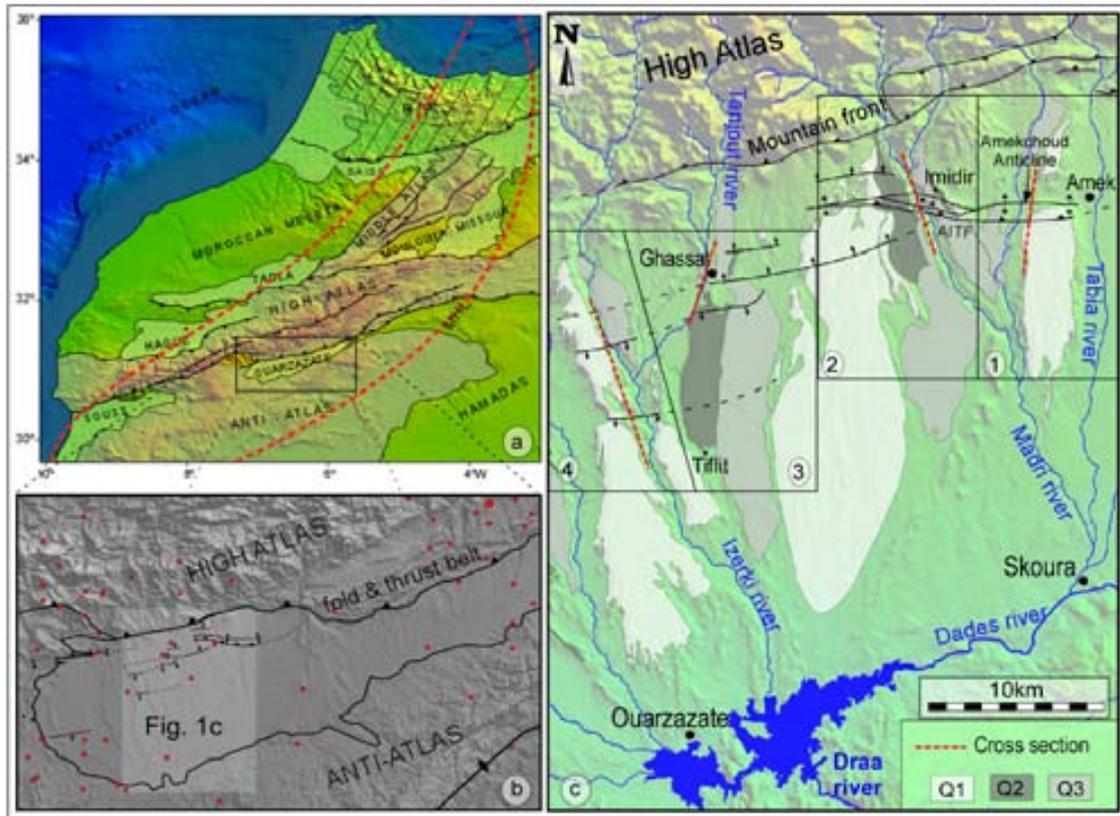


Fig. 1.3.1. a) Digital topography and tectonic sketch map of Morocco (after Teixell et al., 2009), showing the main morphotectonic units and the Moroccan Hot Line (MHL). Light dotted areas indicate Cenozoic basins. b) Sketch map of the Ouarzazate basin indicating seismic events $M_v > 3$ since 1964 (extracted from International Seismological Centre database). Background topography: Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM90) composed image. Solid line encloses the extent of Tertiary and Quaternary deposits in the basin. c) Map of the central part of the Ouarzazate basin indicating main Quaternary deposits (Q1 to Q3, see text for explanation) and structures. Boxes and numbers indicate the division of the study zone in four areas discussed in the text. Red dashed lines indicate the location of the geologic cross-sections in fig. 1.3.3. Amek: locality of Amekchoud; AITF: Amekchoud-Imidir thrust fault.

The semiarid climate of the southern High Atlas and the erosive dynamics of the Ouarzazate basin allowed the development and preservation of extensive Quaternary terrace deposits, which cover much of the current surface of the basin. Because they represent potentially datable surfaces, Quaternary deposits that cross active faults and folds make ideal strain markers for the study of rates and kinematics of recent deformation (e.g., Avouac et al., 1993; Lavé and Avouac, 2000; Thompson et al., 2002, Gold et al., 2006; Amos et al., 2007). The tectonic deformation in the Ouarzazate basin can be optimally characterized for both short (Quaternary markers) and long (bedrock) scales. Furthermore, both the timing/rates of sediment aggradation (magnetostratigraphic dating in Tesón et al., 2010) and degradation/incision rates (surface exposure dating in Arboleya et al., 2008) have also been roughly constrained. Profiles of deformed terraces extracted from digital elevation model (DEM), field observations, seismic imagery and surface exposure ages are combined to evaluate recent tectonic styles and to calculate uplift and slip rates during the late Quaternary.

Geographic and tectonic setting

The Moroccan High Atlas (fig. 1.3.1a) is the most prominent topographic relief in North Africa, being an Alpine intracontinental chain derived from the inversion of a transtensive rift of Triassic to Jurassic age (e.g. Mattauer et al., 1977). The total tectonic shortening across the High Atlas has been estimated in 15-25%, increasing along strike eastwards while the topographic elevation generally decreases (Teixell et al., 2003). This inverse correlation suggests that crustal thickening does not fully explain the observed topography and suggests a mantle-sourced, thermal contribution to uplift (Teixell et al., 2003), which is corroborated by geophysical (Seber et al., 1996; Ayarza et al., 2005; Teixell et al., 2005; Zeyen et al., 2005, Fullea et al., 2007) and geomorphic data (Babault et al., 2008).

Most of the orogenic shortening in the High Atlas is concentrated in the southern frontal thrust belt (SAF), which affects Cretaceous to Neogene rocks and overrides the Ouarzazate foreland basin (Laville et al., 1977; Fraissinet et al., 1988; Görler et al.,

1988; Errarhaoui, 1997). The propagation sequence of this narrow fold-and-thrust belt is not simply a piggy-back one, but includes reactivation, out-of-sequence and synchronous thrusting, essentially during the Neogene (Tesón and Teixell, 2008). Based on the restoration of a series of structural profiles, Tesón (2009) calculated shortening for the SAF along different cross-sections from the eastern to the western boundary of the study area and documented a remarkable westward decrease of shortening values.

The Ouarzazate basin (fig. 1.3.1b) is located between the High Atlas frontal thrust belt and the domal uplift of the Anti-Atlas Mountains, composed of Precambrian to Paleozoic rocks. The basin stands at an elevation of 1200–1800 m a.s.l., extending east–west more than 150 km and reaching a maximum width of 40 km. It is filled by up to 1 km of Cenozoic (mainly Miocene) continental sediments, which onlap to the south the Anti-Atlas and are overthrust by the High Atlas to the north. The Neogene to Quaternary history of the Ouarzazate basin can be broadly divided into two periods; its early record is dominated by net sedimentation with Miocene fluvial and lacustrine sediments deposited within an internally drained basin (e.g. Görler et al., 1988; El Harfi et al., 2001); by contrast, its later history is dominated by erosion and began when the Draa River cut through the Anti-Atlas Mountains (fig. 1.3.1c) and the basin became externally drained, via the Draa River canyon (Stäblein, 1988; Arboleya et al., 2008; Guimerà et al., 2011). The timing of fluvial capture remains still undefined, though probably occurred during the late Pliocene or early Pleistocene, since little evidence of large cut–fill sequences have been observed within the Tertiary infill of the basin (Arboleya et al., 2008). A system of stepped alluvial fans and fluvial terraces formed during the late Pleistocene and Holocene, punctuating the incision.

Stratigraphy

Tertiary bedrock

The best profile for the Tertiary sedimentary succession is provided by the Amekchoud anticline (fig. 1.3.1c), a km-scale fold within the northern Ouarzazate basin that

exposes the oldest basin infill, consisting in a thick succession of red beds recently dated by magnetostratigraphy (Tesón et al., 2010). The oldest infill is represented by the Hadida formation (Görler et al., 1988), composed of a 600 m-thick succession of red shales and sandstones of Middle Eocene age (Tesón, 2009). After a sedimentary hiatus of ~23 My, the Ait Ouglif conglomerate (Fraissinet et al., 1988) were deposited locally unconformable in the core of the Ameckchoud anticline. Its age is Middle Miocene (Langhian-Serravalian; Tesón et al., 2010). The finer-grained overlying Ait Kandoula formation (Görler et al., 1988; El Harfi et al., 2001) (Middle to Upper Miocene) consists of a thick sequence (up to 800 m) of fluvial and lacustrine red shales, sandstones and conglomerates with minor limestones which overlies the Ait Ouglif conglomerate.

Quaternary coarse-grained deposits

Much of the current surface of the Ouarzazate basin is covered with pediment and terrace sediments often unconformable over Miocene beds and traditionally attributed to the Quaternary. They are preferentially located in the western, widest part of the Ouarzazate basin, being related to the streams draining from the High Atlas Mountains. Present-day streams are ephemeral and have an irregular flow during the year, experiencing flash floods during heavy rainstorm events. Most of them have catchment areas smaller than 200 km² and cross the basin in an approximately N-S direction to the southern edge, where ultimately drain into the Dades-Draa River (fig. 1.3.1c).

Dating of the exposure surfaces (i.e., abandonment time of fans and terraces) for the Quaternary deposits was recently carried out by Arboleya et al. (2008) using cosmogenic nuclides. This was possible because many clasts are composed dominantly of rhyolite and other rocks with high quartz contents that allowed ¹⁰Be geochronology. Most of the dated deposits are located in the Madri valley, in the west-central part of the Ouarzazate basin (fig. 1.3.1c), which contains the best record of stepped fluvial terraces in the entire basin. The surface of another extensive

Quaternary fan-shaped deposit formed by the Tanjout River was dated near the locality of Ghassat (fig. 1.3.1c). On the basis of the results of cosmogenic nuclide dating, Arboleya et al. (2008) suggest that the creation and abandonment of fan and terrace surfaces was controlled by climatic factors. These authors reported at least six well-defined surfaces comprising alluvial fans, fluvial terraces and an active stream. The three higher surfaces show evidence of Quaternary deformation, having been numbered Q1 (older) to Q3 (younger).

Q1 is the highest and oldest surface, with a favoured age of 250-278 ka assuming a weathering rate of 1 m/My. This suggests that terrace abandonment occurred during the late MIS-9 interglacial stage (Arboleya et al., 2008). Q2 is a narrow and elongated fluvial terrace which is preserved on both sides of the current Madri River and can be traced for many kilometers along the valley. The most favoured age for this surface assuming a weathering ratio of 1 m/My, is 196–211 ka, which suggests terrace incision and abandonment during the post- or late-penultimate interglacial stage (MIS-7). Q3 was dated in the Madri Valley and at the Ghassat alluvial fan (fig. 1.3.1c). In both cases it forms extensive surfaces that can be traced many kilometers along and across the rivers. Arboleya et al. (2008) calculated the most favoured age for these surfaces in 96–102 ka (marine oxygen isotope stage 5c).

It must be pointed out that Quaternary surfaces of the Ouarzazate basin are not always contiguous and some deformed terraces remains have not been dated. Terrace mapping requires a correlation of dated and undated surfaces that is not always trivial. Avouac and Peltzer (1993) suggested that the ages of climatically-controlled surfaces are often similar across a region with similar climatic conditions. Thus, the abandonment of Quaternary depositional landforms should correspond to general incision episodes in the entire basin, and the correlation of surfaces can be done by comparing their characteristics. We have compared different features between dated and undated surfaces, such as height above the current river, affectation by secondary fluvial incision and stage of carbonate cementation. It must be stressed that the absolute height of a terrace with respect to the current river is only an approximate indicator because the incision rates may be different for each river.

The correlation is straightforward for Q3 surfaces because Arboleya et al. (2008) obtained very similar ages in two different valleys, confirming coeval terrace abandon at different rivers. By contrast, any attempt to correlate terrace Q2 with other surfaces in the basin is speculative. Finally, the dated Q1 fan surface has been correlated to other deposits in different valleys by comparing the stage of carbonate cementation, the degree of superimposed rill incision and the elevation of the surface.

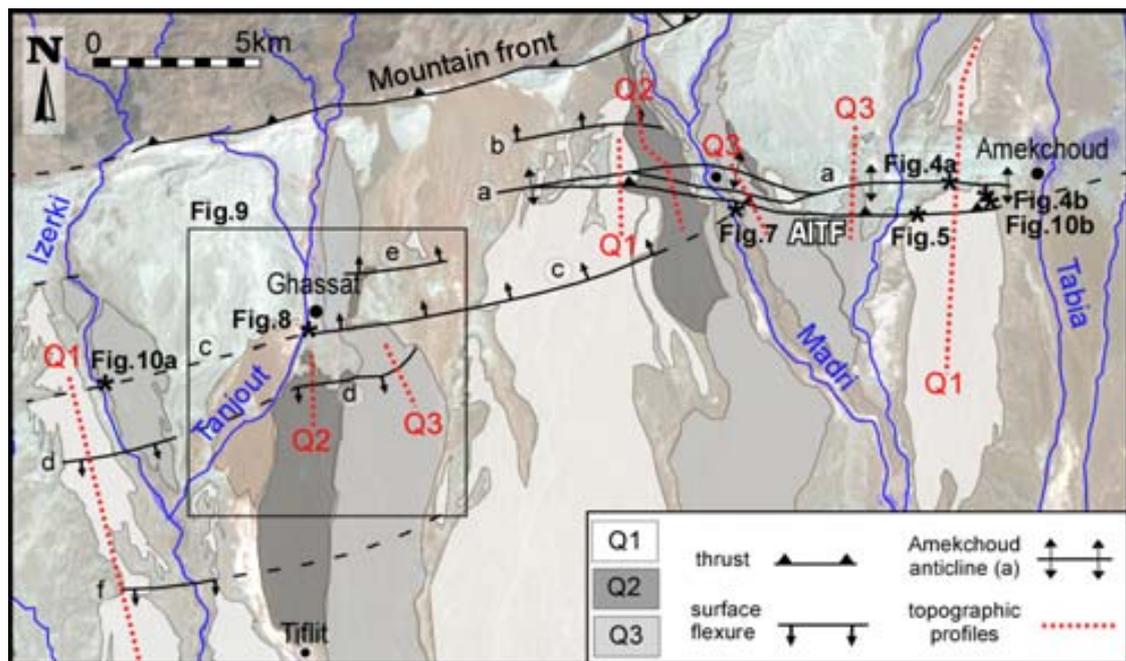


Fig. 1.3.2. Detailed map of the older Quaternary deposits in the study zone with the main Quaternary structures (labeled “a” to “e”). The topographic profiles of the Quaternary surfaces (red dashed lines) and the location of field photographs shown in this paper are also indicated. AITF: Amekchoud-Imidir thrust fault.

Morphotectonic analysis and structural uplift

We have focused our structural analysis at the frontalmost thrust faults of the SAF in the north-western Ouarzazate basin (fig. 1.3.2). Tectonic structures in the Ouarzazate basin are broadly E-W oriented thrusts and fault-related folds (anticlines and monoclines). We have mapped four transects across the main structures (boxes 1 to 4 in fig. 1.3.1c) to investigate the variation in deformational style and shortening. Cross-

sections were drawn along N-S streams cutting orthogonally the tectonic structures and providing the best exposures. Information from existing seismic reflection profiles helped us to resolve the deep geometry of some structures. Faults and folds are evident in the Tertiary bedrock and in the older Quaternary deposits (Q3 and older); however, they are difficult to trace in a continuous way because of covering by most recent colluvial and streambed sediments. Some of the structures show strong lateral variation and can only be characterized in isolated outcrops. Thus, the most effective way to unravel the recent structural evolution is by topographic analysis of Quaternary surfaces used as tectonic markers.

Structural uplift of a Quaternary surface is here defined as the deviation or offset from its regional gradient produced by a fault or fold. The uplift has been measured using the DEM generated from the Shuttle Radar Topographic Missions (SRTM90). Although their precision could be argued for short transects, SRTM90 data allows to average the slope of planar geomorphic surfaces (for slope values lesser than 10°) with negligible error (e.g. Gorokhovich et al., 2006). However, problems do arise when measuring narrow ridges; in this case, elevation values obtained must be considered as minimum estimates, because the real values are influenced by the lower elevations at both sides of the ridge. We have compared the results obtained from SRTM90 with field methods, such as high precision altimeter, laser level, and conventional GPS. When attempting to record the offset of a planar surface (e.g. Izerki's case in figure 3d), the difference between the values obtained from the DEM and field methods was less than 10%, but when the measure was undertaken at a narrow anticline crest (e.g. Tabia's case in figure 3a) the difference increased up to 25%. Thus, we conclude that the DEM SRTM90 allows obtaining correct offset values for km-scale planar surfaces, but it is not a good tool to obtain reliable elevation or slope values when relief or slope change is concentrated within a narrow zone. In these cases, we relied on the methods of altimetry, laser level and conventional GPS. Another advantage of using DEM is the ability to construct many topographic profiles of each deformed zone, reducing the error associated to a single transect and dismissing the effect of secondary fluvial incision. We have also compared the SRTM90 DEM with the ASTER30 DEM, the later having yielded noisier and less accurate results.

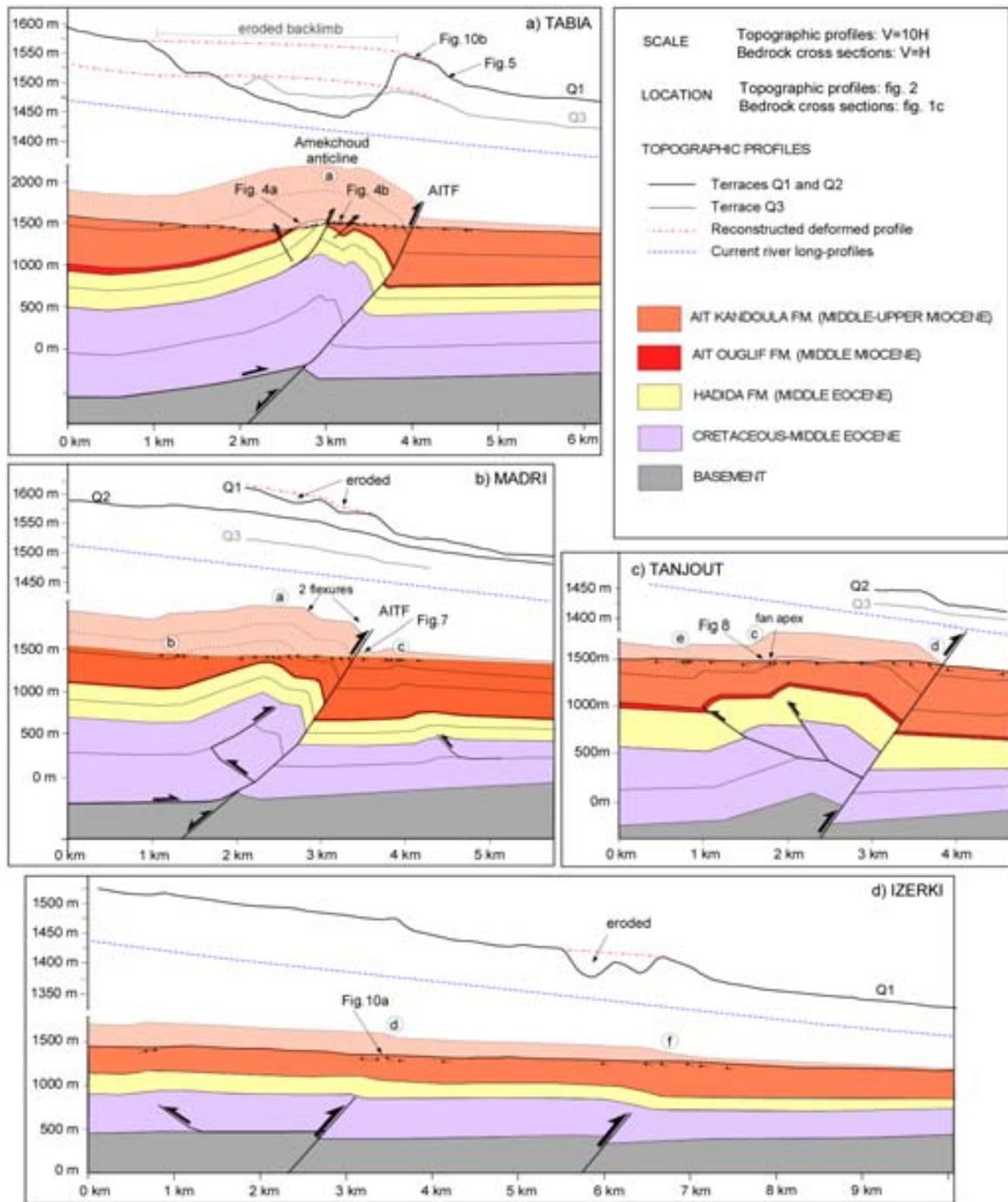


Fig. 1.3.3. Topographic profiles of Quaternary terraces and geologic cross-sections of the northern Ouarzazate basin. Topographic profiles were constructed from DEM SRTM90 and geologic cross-sections were based on field data and seismic reflection profiles. The location of topographic profiles is indicated in fig. 1.3.2. The location of the geologic profiles is slightly offset from the Quaternary topographic profiles for the sake of bedrock exposure, and is shown in fig. 1.3.1c. Circled letters indicate the tectonic structures labelled in fig. 1.3.2 and described in the text.

Scarps produced by thrust faults on Quaternary deposits are usually degraded and masked by colluvium wedges. Hence, in most cases we could not measure directly in the field the slip produced by the major faults. Fortunately, well-preserved fan and terrace surfaces, originally flat, can be used successfully for this purpose if they are preserved at both sides of a fault. Even in degraded surfaces with considerable roughness, the average surface gradient can be defined despite the irregularities (e.g. Avouac and Peltzer, 1993), and offsets of this gradient by faulting or warping can be readily estimated. We have measured the offsets of the terrace surfaces by comparing the current topographic profile with a reconstructed original profile (fig. 1.3.3), assuming that the original terrace gradient is preserved at the undeformed zones far away from a fault or monocline. Hence, the structural uplift caused by a fault or fold on a Quaternary marker can be obtained by projecting the terrace gradient in the undeformed tracts to the deformed tracts.

We have divided the study region into four areas from E to W, named as the closer main river (Tabia, Madri, Tanjout and Izerki) (fig. 1.3.1c) and presenting a specific kind of deformation.

The Tabia area

The river Tabia is located in the eastern part of the study region, where the main tectonic structures are the Amekchoud-Imidir thrust fault (AITF) and the Amekchoud anticline (fig. 1.3.2). The AITF can be identified in satellite images striking E-W for at least 15 km, at 7-8 km south of the mountain front. The cross-section of the Amekchoud anticline (fig. 1.3.3a), based on field and seismic data, suggests rough fault-propagation fold geometry with a gently dipping backlimb and a steeper forelimb. Nevertheless, the mechanically weak nature of the Hadida formation makes its geometry and kinematics more complex than the basic model of fault-propagation folding (e.g. Suppe and Medwedeff, 1990), as the anticline core is disturbed by minor folds and faults.

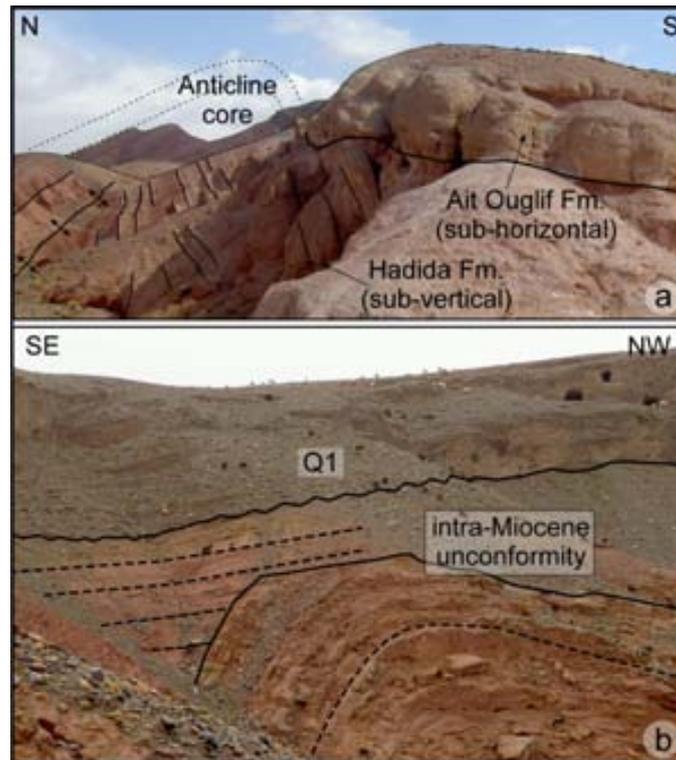


Fig. 1.3.4. a) Photograph a local unconformity between the Hadida and the Ait Ouglif formations in the core of the Amekchoud anticline in the Tabia area, looking from the west. The field of view is ~ 40 m. b) Minor unconformity within the Miocene red beds of the Ait Kandoula formation in the core of the Amekchoud anticline in the Tabia area. The field of view is ~ 100 m. See figures 2 and 3 for location.

The Tabia area is also characterized by having the best Tertiary record throughout the basin, which was the subject of a magnetostratigraphic study (Tesón et al., 2010). The unconformity between the Hadida formation and the Ait Ouglif conglomerate in the anticline core (fig. 1.3.4a) post-dates an early stage of folding of this long-lived structure. Similarly, intraformational unconformities within the Ait Kandoula formation indicate syndepositional folding throughout the Miocene (fig. 1.3.4b). Seismic profiles reveal that the location of the AITF ramp coincides with a pre-existing normal fault involving the basement, though the geometry of the fault-related fold (Amekchoud anticline) still suggests that the thrust is a thin-skinned structure sold out in a ~ 2 km-deep detachment level, near the basement-cover interface (fig. 1.3.3a). According to Tesón (2009), this detachment is rooted some 10 km northward in a major basement-involved fault in the High Atlas.

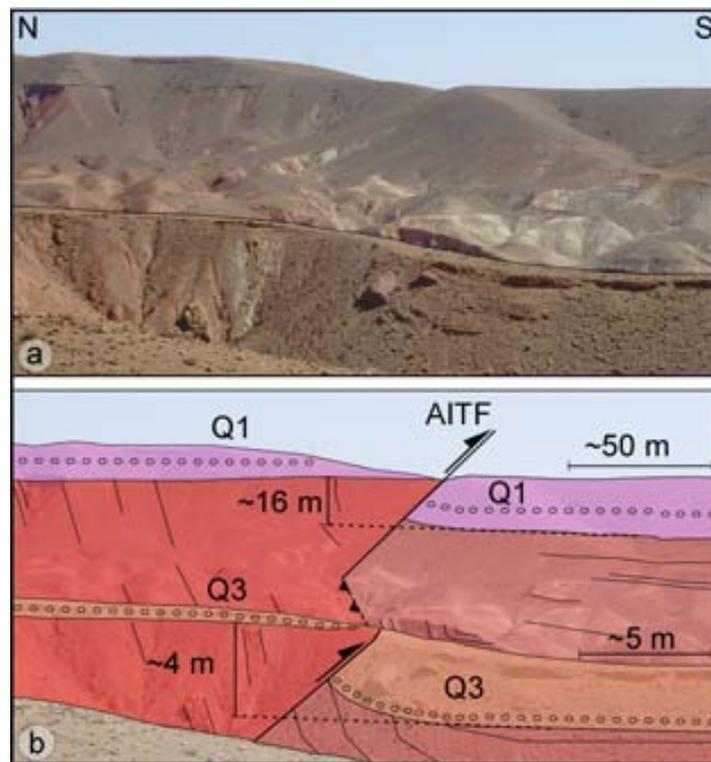


Fig. 1.3.5. a) Field image of the Amekchoud-Imidir thrust fault (AITF) in the Tabia area, looking from the west. b) Interpretation of the image showing how the AITF reaches the surface and cuts the Quaternary deposits (Q1 and Q3). See location in figures 1.3.2 and 1.3.3.

Preserved Quaternary deposits appear much less folded than the Tertiary beds. Field observations prove that the AITF reaches the Quaternary deposits near the surface (fig. 1.3.5), though the fault scarp is degraded and masked by a colluvial accumulation. Quaternary terraces Q1 and Q3 are susceptible of tectonic analysis in the Tabia area (fig. 1.3.3a). Q1 is constituted by two exposure areas separated by an eroded zone, corresponding largely to the core of the Amekchoud anticline. However, Q1 is preserved right to the south of the anticline crest, where it has been remarkably uplifted (fig. 1.3.3a). Our estimate of the local uplift affecting this terrace is 60 ± 5 m (fig. 1.2.6a). Q3 is a well-cemented deposit that only extends for $\sim 7 \text{ km}^2$ covering part of the Amekchoud anticline. Its thickness varies depending of its position with respect to the fault, being in average 3 m at the footwall and less than 0.5 m at the hanging wall (fig. 1.3.5). This strath terrace experienced 24 ± 3 m (fig. 1.3.6a) of local uplift at the

anticline crest since the abandonment of Q3. Based on the abandonment age of the Q1 and Q3 deposits, we can estimate an average uplift rate of 0.2-0.3 mm/y during the past 250 ky at the crest of the Amekchoud anticline.

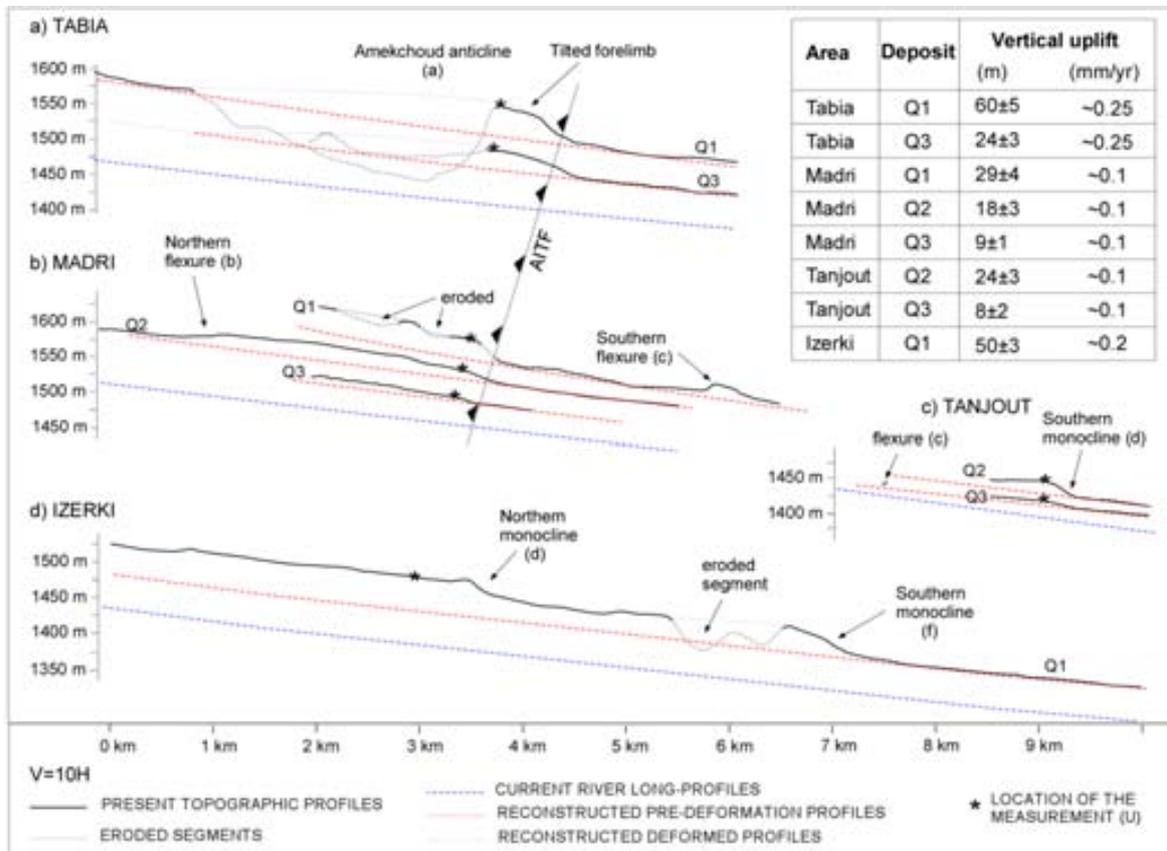


Fig. 1.3.6. Topographic profiles projected onto lines perpendicular to the structures for the Tabia, Madri, Tanjout and Izerki areas. Profiles are 10 times vertically exaggerated. Red dashed lines represent the reconstructed pre-deformation profile for each terrace. The table indicates the structural uplift measured (U) for each terrace. The sites where terrace heights were measured are indicated in the profiles.

The Madri area

The Madri valley contains the best record of fluvial terraces in the entire Ouarzazate basin (Arboleya et al., 2008). Terraces Q1, Q2 and Q3 show a progressive decrease of the degree of deformation towards the younger and lower surface (fig. 1.3.3b). The clearest evidence of Quaternary fault activity is encountered in the eastern incision

slopes of the Madri River near Imidir, where the AITF reaches the surface dipping 60° N and bringing the Miocene bedrock onto Q3 terrace (fig. 1.3.7). Mapping shows lateral variations of the structures cropping out in the Madri valley. The AITF is locally affected by a slight orientation change (fig. 1.3.2) and two north-verging structures appear: the northern one is located 3 km north of the AITF (“b” in fig. 1.3.2 and 1.3.3b) and is related to the evolution of the anticline backlimb; the southern one (“c” in fig. 1.3.2 and 1.1.3b) is an asymmetric anticline with gently-dipping limbs. This asymmetric anticline can be observed striking WSW-ESE for at least 15 km westwards, presenting its maximum development in the Tanjout area. The contact between the Miocene and the Quaternary deposits (Q1) along this north-verging structure is only slightly unconformable, suggesting that this fold formed in recent times. The core of the Amekchoud anticline comprises two south-verging monoclines, both presenting steeply-dipping forelimbs ($40\text{-}80^{\circ}$) (fig. 1.3.3b). The Amekchoud anticline also affects the unconformable Quaternary terraces, but to a lesser degree than the Miocene.

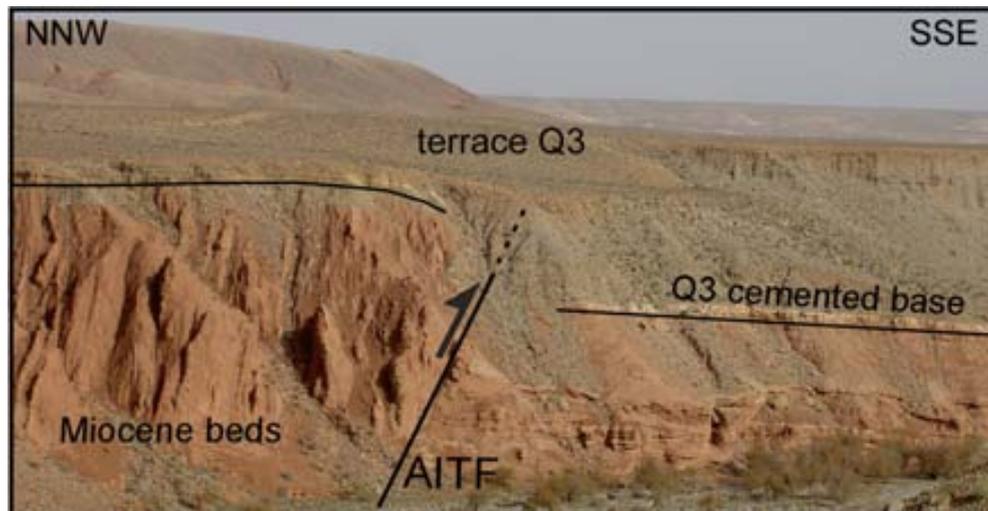


Fig. 1.3.7. Interpreted image of the eastern slope of the Madri valley where the AITF is offsetting Q3. The field of view is 400 m (see location in figure 2).

The AITF fault scarp at the terrace Q3 is degraded and masked by a colluvium wedge (fig. 1.3.7). To avoid measurement errors, the offset of this terrace was recorded using two methods. The offset obtained by comparing the reconstructed and actual topographic profiles (extracted from the DEM SRTM90), was compared with direct

field measurements with tape and laser level; both methods yielded an offset of 9 ± 1 m (fig. 1.3.6b). Sébrier et al. (2006) used a DEM constructed from kinematic GPS data, reporting an elevation difference of 12 m between two points located north and south of the AITF. However, this estimate is greater than the true vertical uplift related to the fault because Sébrier et al. (2006) did not take into account the terrace gradient ($0.9\text{--}1.1^\circ$). Q2 and Q1 are also affected by the AITF, which have produced a structural uplift of 18 ± 3 m and 29 ± 4 m, respectively (fig. 1.3.6b).



Fig. 1.3.8. Example of a strongly warped Quaternary deposit (probably Q2), which is almost paraconformant with the Miocene bedrock, at the north-verging flexure “c” in the Tanjout area. The field of view is 20 m. See location in figure 2 and 3.

The Tanjout area

The Tanjout area (fig. 1.3.1c) shows active tectonic evidence consisting of strongly dipping Quaternary deposits (fig. 1.3.8) and an alluvial fan apex sourced on an intrabasinal fold (fig. 1.3.9).

At least three major structures show Quaternary activity, being partially covered by Quaternary deposits. The most prominent is a monocline (labelled “d” in fig. 1.3.2) related to a north-dipping basement-involved thrust (fig. 1.3.3c), clearly identified in seismic profiles. Q2 and Q3 deposits are warped by this structure appearing much less folded than the Tertiary beds. Northwards, two north-verging flexures (“c” and “e” in fig. 1.3.2) are related to shallower blind back-thrusts (fig. 1.3.3c). These structures

affect in a similar degree Tertiary and Quaternary deposits, attesting their recent development. The fault-related monocline “c” locally tilts 39° a Quaternary deposit of unknown age (possibly Q2; fig. 1.3.8), and sources an alluvial fan within the basin. This area recorded in 1991 an earthquake at a depth of 10 km, listed in the online bulletin of the International Seismological Center. The structural uplift related to the southernmost monocline “d” is recorded by Q2 and Q3, resulting in 23 ± 3 m and 8 ± 1 m respectively. Such values are comparable to those produced by the AITF in the Madri area. The recent deposits (post-Q3) of the Ghassat alluvial fan do not show any detectable deformation.

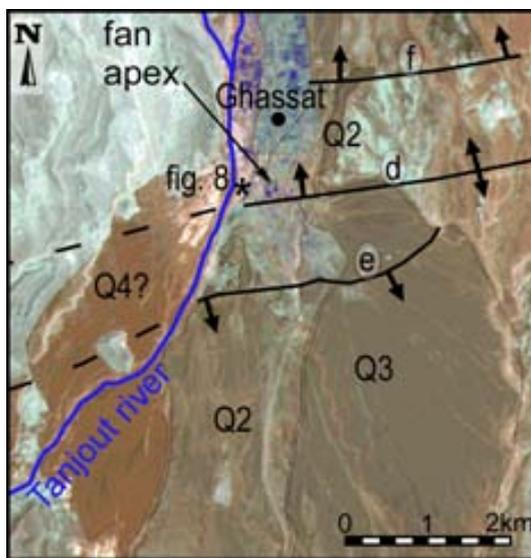


Fig. 1.3.9. Map of the Quaternary deposits and surface flexures in the Tanjout area on an ASTER image extract. South of Ghassat, an alluvial fan is sourced on the structure “c”.

The Izerki area

The Izerki area (fig. 1.3.1c) is the less deformed transect, containing only two basement-involved blind thrust faults of small displacement which pass to gentle monoclines near the surface (fig. 1.3.3d). The monoclines (“d” and “f” in fig. 1.3.2) deform alike Tertiary and Quaternary deposits. The seismic imagery and the geometry of the monocline folds (narrow forelimbs and long, subhorizontal backlimbs) suggest deep-rooted faulting. The northern structure is the westward continuation of the south-verging basement-involved fault described in the Tanjout area (“d” in fig. 1.3.2) but less developed (structural uplift of 15 m since Q1 abandonment). The southern

fold ("f" in fig. 1.3.2) also displays a constant-elevation backlimb and forelimb (~ 250 m long), which dips 5-20°. This fold, easily identified on satellite images, produces 35 m of Q1 vertical uplift. Q1 forms here a well preserved continuous terrace with a cumulative uplift produced by both flexures of ~50 m (fig. 1.3.6d) since 250-278 Ky. The coeval activity of both structures has thus produced an uplift rate of 0.19 ± 0.01 mm/y in the northern third of the basin.

Analysis of the deformation rates

The southern margin of the High Atlas mountain belt concentrates most of the tectonic shortening acquired through the Cenozoic Atlas orogeny (Beauchamp et al., 1999; Bennami et al., 2001; Teixell et al., 2003; Tesón, 2009), possibly representing the locus of most active deformation in recent times (Sébrier et al., 2006). Bedding and fault attitudes in the Tertiary bedrock were used to construct balanced cross-sections (fig. 1.3.3), which combined with the magnetostratigraphic dating (Tesón et al., 2010), constrain long-term shortening rates since the late Cenozoic. We have compared these long-term shortening rates with the minimum shortening rates estimated for the last ~ 250 ky. We have constrained the recent fault slip-rates for the most active structure in the Ouarzazate basin. Previous approximations to the active tectonic rates in the Ouarzazate basin were based on speculative age estimates for the Quaternary deposits.

Long-term shortening rates

The cross-sections in fig. 1.3.3, allow estimating the tectonic shortening experienced by the Miocene formations by line length restoration. The maximum N-S shortening corresponds to the Tabia section (500-600m), while minimum values correspond to the Izerki section (< 50m). Therefore, the finite deformation accumulated by the Tertiary

beds decreases from east to west within the basin, following the general trend described for the SAF (e.g. Tesón, 2009).

The Tabia valley, where angular and progressive unconformities within the Tertiary succession provide information on the timing of deformation, is the best place to document the long-term shortening rates of the AITF fault and related folds. The unconformable contact between the Hadida Fm. and the overlying Ait Ouglif conglomerates in the core of the Amekchoud anticline shows that gentle folding started before 14 my ago. A progressive unconformity of Ait Kandoula strata in the southern limb of the anticline demonstrates continued folding at least during the rest of the Miocene, punctuated by minor unconformities near the anticline core (fig. 1.3.4b). The accurate balanced cross-section in figure 1.3.3a yields 500-600 m of shortening for the 14 my-old Ait Ouglif marker bed, indicating an average shortening rate of 0.04 ± 0.01 mm/y for the AITF since the Middle Miocene. A previous assessment by Sébrier et al. (2006) bracketed the shortening rate for the AITF between 0.04 and 0.1 mm/y, although these authors assumed a Pliocene age for the beginning of the AITF activity and estimated only 200 m of total shortening.

Recent deformation rates

The offsets recorded by stepped terraces in the Madri area allow estimating slip rates for the AITF at different time-spans of the late Pleistocene. The vertical offset produced by this 60°-dipping fault, combined with the terrace chronology by Arboleya et al. (2008), allow calculating a slip rate of ~ 0.1 mm/y for the last ~ 100 ky (since the abandonment of Q3).

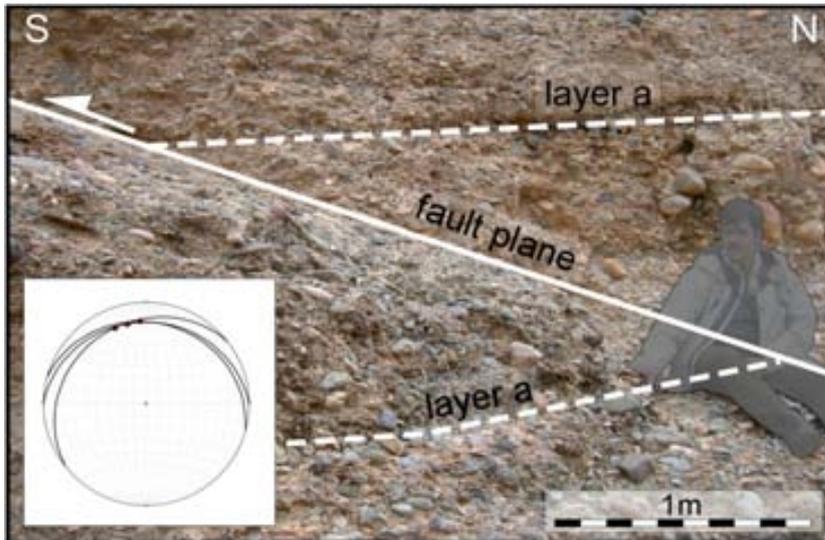


Fig. 1.3.10. Interpretation of a field photograph showing a minor fault affecting Q1 at the Tabia area, looking from the east. See location in figures 2 and 3. This fault dipping 21°N has produced a displacement of 2.5 m, only recognizable at the well-cemented base of Q1. The fault plane is exhumed and exposes the striae plotted in the stereogram.

We have also estimated the shortening accommodated in the Tabia area by line-length restoration of the terrace Q1. The striae orientations measured in a fault plane of a minor conjugate fault set in the Tabia transect (fig. 1.3.10) suggest that fault displacement is dip-slip and broadly N-S, perpendicular to the strike of the main structures. Hence, we have assumed pure reverse faulting without lateral component. A simple reconstruction for the eroded segment (linear joining of the preserved segments) of the Q1 profile can provide an estimation of the minimum shortening experienced by this terrace. The resulting shortening rate is ~ 0.1 mm/y since the abandonment of Q1. This value is certainly a minimum one, because we have used a very conservative reconstruction of the anticline profile and it does not take into account the shortening accommodated by minor faults. We have probably neglected the presence of most of these faults even in the preserved forelimb, because their effects over a bad sorted terrace deposit can be imperceptible. The poor degree of preservation of the fault planes, being easily eroded or covered by colluviums, as well as the scarce presence of layers acting as deformation markers can mask the displacements produced by these small-slip faults.

Discussion

Most studies that calculated slip rates of thrust faults at Quaternary time-scales from the deformation of terrace markers were carried out in settings with high tectonic convergence rates, as the Tien Shan (Thompson et al., 2002), the Gansu Province in NW China (Gold et al., 2006), or the Mackenzie Basin in New Zealand (Amos et al., 2007). Such rates are often an order of magnitude greater than the rates deduced for the Ouarzazate basin. While studies in fast tectonic areas usually record deformation rates on time-scales between 1-10 ky, we have analyzed the deformation in terraces older than 100 ky. Long-lived structures, such as the AITF and the Amekchoud anticline, are usually not covered by terraces in fast tectonic settings. The presence of four dated deposits with ages < 250 ky provides a dataset on deformation rates, enabling a discussion on an apparent increase of the shortening rates during the late Pleistocene.

Are recent deformation rates higher than the long-term ones?

The results of this work point to a difference between long-term shortening rates calculated since the Miocene, and the recent shortening, uplift and fault-slip rates calculated for the late Quaternary. The recent increment of shortening rates is evident at the Tabia area, where we have estimated a minimum value of ~ 0.1 mm/y during the past ~ 250 ky. These rates are remarkably higher than the average long-term shortening rates since the Middle Miocene (0.04 ± 0.01 mm/y). Other criteria also favors the increment of deformation rates towards the present; for example, the vertical uplift measured at the crest of the Amekchoud anticline is 24 ± 3 m for Q3 (96-102 ky) and 60 ± 5 m for Q1 (250-278 ky), which imply structural uplift rates as fast as ~ 0.25 mm/y. Assuming these rates since the deformation onset (14 My) ago, the resulting total uplift would be at least three times higher than the one observed (fig. 1.3.3a). It could be argued that the total deformation rates calculated since the Miocene are indeed long-term ones, as the sedimentary record does not provide

resolution to ascertain whether deformation was rather continuous in time or heterogeneously distributed (with periods of fast movement separated by periods of relative quiescence). However, we believe that the maintenance of faster rates during the past 250 ky is a significant fact, supported by the recent development of deformation structures. These recently created structures have been recognized in the Izerki area and at the central part of the basin (north-verging flexure “c”), where the boundary between the Tertiary red beds and the Quaternary gravels is almost paraconformable (e.g. fig. 1.3.8).

It is worth pointing out that the Miocene growth of the AITF and Amekchoud anticline occurred during net deposition of the Ait Kandoula formation in the Ouarzazate basin, which most likely overlapped the growing fold. A removal of sediments has been documented since the aperture of the formerly endorheic Ouarzazate basin in the Pliocene or early Pleistocene (Arboleya et al., 2008). If we assume that the increase in shortening rates recorded by the Quaternary markers is tectonically significant, then we can tentatively underscore the temporal coincidence of the increased rates with the erosional unloading of the Ouarzazate basin. A clear link between the slip history of active faults and mass fluctuations on Earth’s surface has been recently established by comparing predictions from numerical models with geological and palaeoseismological data (Hetzl & Hampel 2005; Hampel et al., 2007, 2010; Turpeinen et al., 2008; Maniatis et al., 2009; Fernández-Ibáñez et al., 2010). Such mass fluctuations include basin denudation and variations in the volumes of ice-caps or lakes occurred at time-scales of 10–100 Ky. Models show that loading and flexure of the lithosphere decreases slip, whereas unloading and rebound accelerates slip (Hampel et al. 2010). We speculate that such a correlation could also apply to the Ouarzazate basin, though further research is needed to test this hypothesis.

Considering a potential large earthquake along the AITF

The AITF offsets vertically 13 ± 1 m the cemented Q3 base, though it only displaces 9 ± 1 m the terrace surface, where the fault scarp is degraded and covered by colluvium.

This difference in offset between base and top indicates that part of the deformation occurred during the deposition of the fluvial terrace gravels. This interpretation is reinforced by the difference in terrace thickness at both sides of the fault. A question that arises is how separated in time are the tectonic pulses along the fault. Although the average dip-slip rate measured at the AITF is ~ 0.1 mm/y since the abandonment of the Q3 surface (~ 100 ky), the younger terrace Q4 (early Holocene) is apparently not faulted or warped (Sébrier et al., 2006; Arboleya et al., 2008), suggesting that the AITF has not been active during the last ~ 10 ky. These observations can be interpreted in two ways: a) tectonic activity is finished in this region, or b) another slip increment may suddenly occur after 10 ky of quiescence, producing an earthquake. Shallow faults along the southern High Atlas front are seismogenic, as shown by the destructive $M_w \sim 6$, 1960 Agadir earthquake (e.g. Meghraoui et al., 1998; Mridekh et al., 2009). Considering the estimated fault slip rates (0.12 ± 0.03 mm/y), a quiescence period of ~ 10 ky, and a surface rupture length of 17 km, the AITF would be able to produce a $M_w \sim 6.5$ earthquake according to the ratios of Slemmons and dePolo (1986), and Wells and Coppersmith (1994). A 50 cm-thick porous travertine layer appears with an extension of 300 m^2 associated to the fault zone in the Tabia area (a rather unique occurrence of this rock type in the Ouarzazate basin to our knowledge), and might be related to the emanation of hydrothermal fluids from depth after an earthquake (e.g. Hancock et al., 1999).

Conclusions

The frontal thrusts of the Atlas orogenic belt penetrate and deform the Ouarzazate foreland basin, including Quaternary deposits. These structures present lateral variations and abrupt terminations. Within the western Ouarzazate foreland basin, folding dynamics suggest two coeval tectonic styles occur simultaneously: faults involving the basement in the west, and faults related to a shallow detachment level (at the base of post-Paleozoic cover) in the east. Deep seismic reflection images and

topography features attest the different tectonic style. In the western Ouarzazate basin, the 250-278 ky Q1 deposits of the Izerki valley lie above the Tertiary bedrock with an almost concordant geometry, indicating that most of the observed deformation have occurred since the Upper Pleistocene. The Amekchoud-Imidir thrust fault (AITF) started its activity at least 14 million years ago and has also been active during the last ~250 ky. The comparison of the estimated short-term (~ 0.1 mm/y during the last ~250 ky) with long-term shortening rates (~ 0.04 mm/y since the Middle Miocene) suggest that tectonic activity of the SAF structures is not continue in time, being greater during the Quaternary. We tentative relate this increment in the AITF activity to sediment unloading of the Ouarzazate basin since it became externally drained.



Parte 2.

La cuenca de antepaís de Missour y la cuenca hidrográfica del río Moulouya

2.1. Contexto geográfico y geológico

El área drenada por el río Moulouya se ha dividido tradicionalmente en tres dominios: El Alto Moulouya o cuenca d'Arhbalou, la Media Moulouya o cuenca de Missouri, y la Baja Moulouya o cuenca de Guercif (fig. 2.1.1).

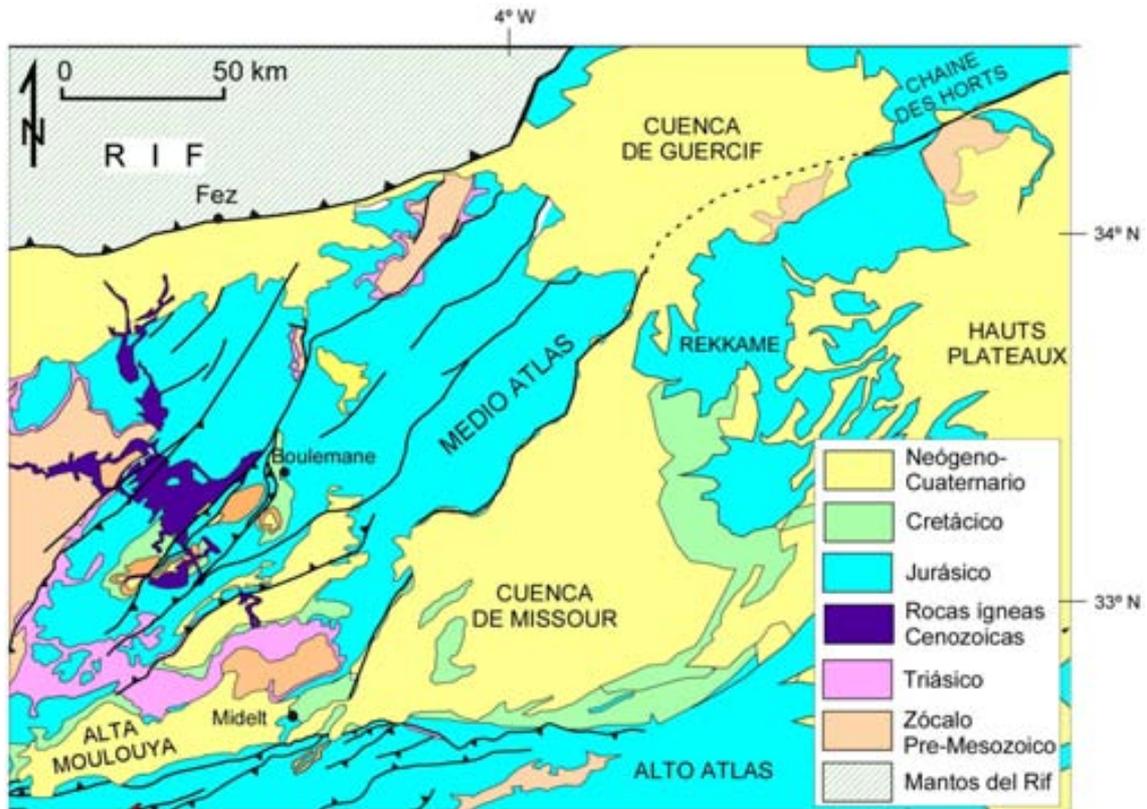


Fig. 2.1.1. Mapa geológico del área drenada por el río Moulouya (realizado a partir del Mapa Geológico de Marruecos a escala 1:1.000.000 de Hollard et al., 1985, modificado de Teixell et al. 2007).

La historia geológica del Alto Moulouya y la cuenca de Missouri está estrechamente ligada a la evolución del Alto y Medio Atlas (Beauchamp et al., 1996), mientras que la evolución de la cuenca de Guercif ha resultado influenciada por la subsidencia en el antepaís de la cordillera del Rif (Gomez et al., 2000). Las cuencas de Missouri y Guercif han sido objeto de estudios geofísicos (sísmicos) para la exploración de hidrocarburos en su subsuelo. Ambas cuencas están limitadas al noroeste por el Medio Atlas y albergan estructuras tectónicas en su interior. La estratigrafía y las estructuras

tectónicas han sido estudiadas por diversos autores (p.e., Bernini et al., 1999; 2000; Gomez et al., 2000; Sani et al., 2000, en la cuenca de Guercif; Beauchamp et al., 1996 y Ellows et al., 2002, en la cuenca de Missouri). En el subsuelo, las rocas de edad mesozoica están cubiertas por un espesor variable de sedimentos aluviales y lacustres correspondientes al relleno de la cuenca, mayormente depositado durante el Neógeno-Plioceno. La acumulación de sedimentos terciarios llega como máximo a poco más de 1200 m de espesor. En el área actualmente drenada por el río Moulouya hubo sedimentación aluvial y lacustre en condiciones endorreicas durante el Terciario y cambiaron a exorreicas en algún momento del Cuaternario temprano (Bouazza et al., 2009), cuando el drenaje principal conectó con el mar Mediterráneo, dejando paso a la etapa erosiva actual.

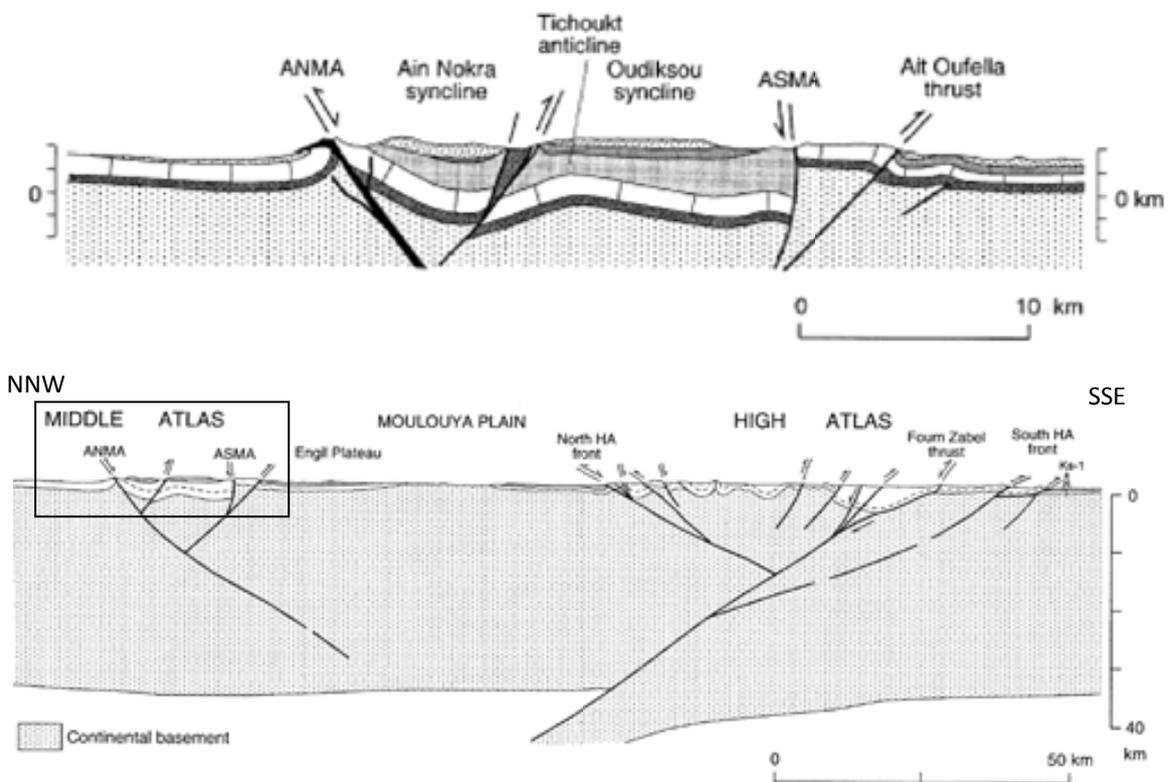


Fig. 2.1.2. Transectas estructurales extraídas de Arboleya et al. (2004). El corte general (debajo) corta perpendicularmente el Medio y el Alto Atlas, separados por el Alto Moulouya. Arriba, en detalle, la estructura del Medio Atlas. ANMA: North Middle Atlas fault; ASMA: South Middle Atlas fault.

El Alto Moulouya

La meseta del Alto Moulouya se sitúa al norte del Alto Atlas central (fig. 2.1.1), donde las cumbres superan los 3000 metros, y al sur del Medio Atlas más meridional, con altitudes más modestas de 2000 m, pero con una sismicidad mayor. Tal sismicidad está asociada a la actividad de la falla de Ait Oufella, la cual ha sido interpretada como un *short-cut* con un ángulo inferior al de la antigua falla normal en la etapa distensiva, conocida como Accidente Sur del Medio Atlas (ASMA) (fig. 2.1.2), tras el proceso de inversión tectónica. En el límite entre la cuenca de Missouri y el Alto Moulouya aflora la falla de desgarre de Ksabi que cruza ortogonalmente la cuenca en dirección SSW-NNE (fig. 2.1.2). En el sector occidental de la falla afloran rocas Jurásicas y el macizo paleozoico de Aouli, ocupando parte de la zona central del Alto Moulouya, mientras en el sector oriental afloran los materiales del relleno de la cuenca de Missouri (fig. 2.1.3). La tesis de Dotour (1983) sobre la geomorfología de la parte occidental del Alto Moulouya presenta una descripción detallada de la serie estratigráfica terciaria y de las características geomorfológicas locales. El autor deduce distintos estadios en la evolución del río Moulouya, y de los piedemontes del Medio Atlas y el Alto Atlas desde el Neógeno a la actualidad, con especial atención en los abanicos y terrazas fluviales formados durante el periodo erosivo.

Los Hauts Plateaux

Al este de las cuencas de Missouri y Guercif las altas mesetas de Oran (*Hauts Plateaux*) son una zona tabular tectónicamente estable y deben su nombre a que su altitud media supera los 1000 m. En su extremo más occidental y en contacto con la cuenca de Missouri, los *Hauts Plateaux* se caracterizan por relieves suaves (entre 900 y 1400 metros de altitud) formados por calizas, margas y dolomías de edad Jurásica (facies *Hauts Plateaux*) con poca o muy localizada deformación tectónica (Charroud, 2002). Esta zona está actualmente drenada por tributarios del río Moulouya y algunos depósitos aluviales cubren el lecho jurásico. Algunos depósitos sedimentarios, cuya edad aparece como plio-cuaternaria en los mapas geológicos de la región, se

encuentran como cerros testigo en altitudes cercanas a los 1400 metros. Los *Hauts Plateaux* orientales se extienden por más de 500 km hacia el este, entre las cordilleras del Saharan Atlas y el Tell Atlas en Algeria, a sur y norte respectivamente. La superficie de esta vasta llanura elevada está constituida por materiales lacustres plio-cuaternarios. El clima árido y el drenaje interno producen lagos salados y morfologías de disolución que se reconocen en las imágenes de satélite. Actualmente, su extremo occidental está drenado por el río Za, tributario del río Moulouya.

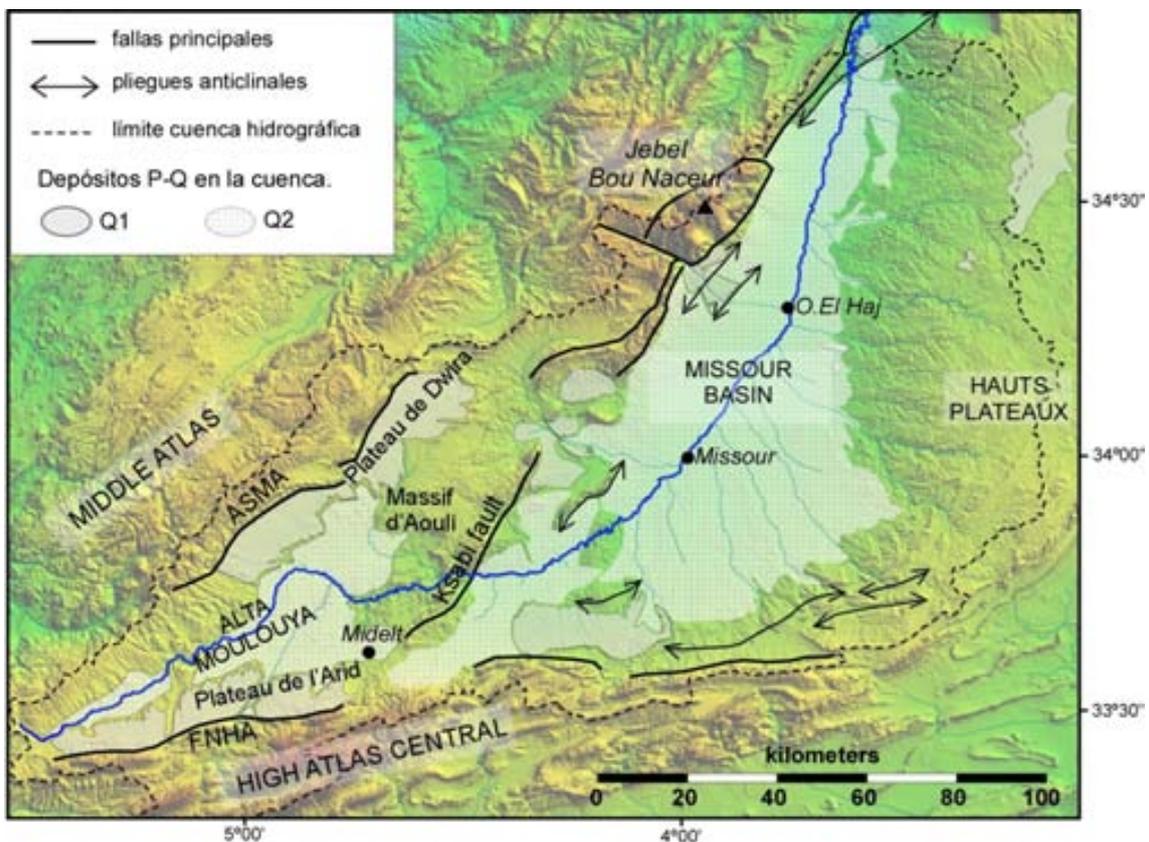


Fig. 2.1.3. Imagen del DEM de las cuencas del Alto Moulouya y de Missouri. Marcadas las principales estructuras tectónicas a partir de los trabajos previos de Charroud, (2002) y Laville et al. (2007) y los depósitos de edades comprendidas entre el Plioceno y el Cuaternario que cubren la superficie de la cuenca. Q1 representa los depósitos más antiguos y elevados, mayormente situados en el piedemonte, y Q2 los depósitos más recientes. ASMA: Accidente sur del Medio Atlas. FNHA: Frente norte del Alto Atlas.

La cuenca de Guercif

La cuenca de Guercif se sitúa al este del punto de unión entre las cordilleras del Rif y el Medio Atlas (fig. 2.1.1). El sustrato de esta cuenca está formado por el zócalo paleozoico que está cubierto por una potente serie de sedimentos marinos del Jurásico. La serie Jurásica tiene potencial para ser roca madre o reservorio de hidrocarburos y ha suscitado el interés de compañías petroleras. La evolución Neogena de la cuenca de Guercif es bastante compleja y se ha visto influenciada por la subsidencia en el antepaís de la cordillera del Rif (p.e., Gomez et al., 2000) y por la propagación de la deformación del Medio Atlas hacia el Noreste (Middle Atlas shear zone, según Bernini et al., 1999). Prueba de ello es la presencia de fallas normales de edad Tortonense y pliegues anticlinales afectando los sedimentos neógenos en el interior de la cuenca (Gomez et al., 2000; Bernini et al., 1999). El relleno de esta cuenca se caracteriza por un cambio abrupto de sedimentación continental a marina durante el Tortonense temprano (fig. 2.1.4). Posteriormente, otro cambio en el ambiente deposicional, esta vez de marino a continental, se produjo durante el Messiniense (fig. 2.1.4). La cuenca de Guercif formaba parte del “corredor del Rif” que unía el océano Atlántico y el mar Mediterráneo antes de la apertura del estrecho de Gibraltar y su levantamiento durante el Messiniense se relaciona con la crisis salina del Mediterráneo (Gomez et al., 2000). Tal como ocurre en otras cuencas en el norte de Marruecos (p.e., Saiss, Missouri), los sedimentos más superficiales que conforman el relleno de la cuenca de Guercif corresponden a los sedimentos aluviales y lacustres de la Formación Bou Irhardaiene (BI). El estudio magnetoestratigráfico elaborado por Krijgsman et al. (1998) les otorga una edad pliocena.

La cuenca de Missouri

La cuenca de Missouri puede entenderse como la cuenca de antepaís del Medio Atlas, en su mitad oriental ya que su límite norte coincide con el frente de cabalgamientos del Medio Atlas (fig. 2.1.1). Al sureste de la cuenca, los sedimentos neógenos del relleno se disponen en *onlap* sobre las dolomías Jurásicas tabulares de los *Hauts*

Plateaux. Aunque la cuenca se encuentra actualmente en erosión, gran parte de su superficie está cubierta por depósitos aluviales encajados formados por sedimentos gruesos depositados por los ríos que drenan el Medio Atlas.

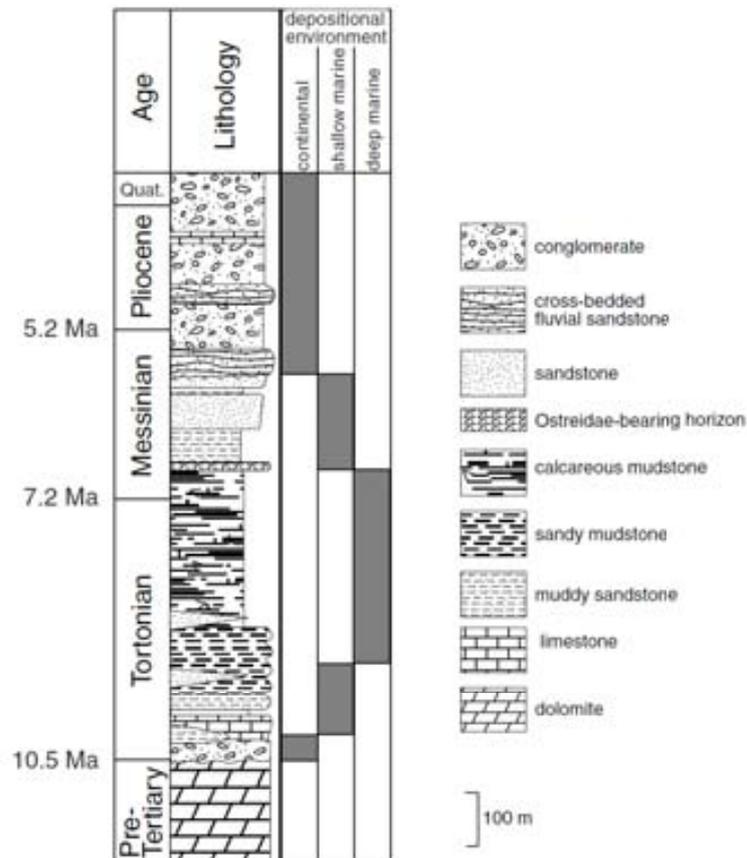


Fig. 2.1.4. Columna estratigráfica de la cuenca de de Guercif (adaptado de Gomez et al., 2000). La estratigrafía observada en la cuenca de Missouri es similar.

El relleno Neógeno está asentado sobre las series syn-rift (de edad jurásica), y post-rift (de edad cretácica), que en el centro de la cuenca presentan una potencia de más de 1000 metros. Los sedimentos más superficiales del relleno neógeno de la cuenca de Missouri corresponden a la Formación Bou Irhardaiene (BI) (Delcaillau et al., 2008), equivalente a la formación El Moungar descrita por Benzaquen (1965), y se caracteriza por sedimentos continentales. Ningún estudio ha datado, hasta el momento, estos sedimentos en la cuenca de Missouri; sin embargo, la formación BI se ha reconocido en varias cuencas de la zona atlásica y el estudio magnetoestratigráfico de Krijgsman et al. (1998) en la cuenca de Guercif le otorga edad pliocena (Villafranquiense). El mejor

afloramiento de la formación BI en la cuenca de Missouri se observa en los márgenes del valle incidido por el río Chegg Ard, con casi 200 metros de serie expuesta. A grandes rasgos, se observa una secuencia estrato y grano-creciente de sedimentos continentales (limos, areniscas y conglomerados) que forman un abanico aluvial progradante. Las facies aluviales que dominan en el margen activo de la cuenca pasan lateralmente a fluviales y lacustres hacia el centro. En el piedemonte más cercano al frente montañoso, los conglomerados de las facies más proximales, compuestos por bloques de composición carbonatada muy bien cementados, adquieren un espesor de más de un centenar de metros. Conforme nos adentramos en la cuenca, la granulometría y la potencia del nivel de conglomerados masivos se reducen progresivamente y su presencia queda relegada a una capa métrica en la parte más alta de la serie. A pocos kilómetros del frente montañoso ya dominan las facies fluviales, caracterizadas por alternancias de capas finas formadas por conglomerados de clastos centimétricos, limos arenosos y lutitas de tonos rojizos, a menudo dispuestos en forma de canales y sedimentos de margen de canal. En la zona central de la cuenca, el relleno está formado por margas de tonalidades amarillentas y grises que sugiere un ambiente de deposición lacustre.

El Jebel Bou Nacer en el Medio Atlas

El límite NW de la cuenca de Missouri coincide con el frente montañoso SE del Jebel Bou Nacer, el macizo que sustenta la máxima elevación del Medio Atlas (3326 m). El Jebel Bou Nacer es el resultado de una estructura pop-up bordeada por un sistema de cabalgamientos imbricados buzantes hacia el NE y una falla inversa buzando hacia el SE (fig. 2.1.5). Esta estructura superpone las dolomías Jurásicas, denominadas “*facies Hauts Plateaux*”, sobre los materiales de la cuenca de Missouri (Cretácico-Plioceno) hacia el SE, y sobre los carbonatos Jurásicos pertenecientes al resto del Medio Atlas, hacia el NE (Laville et al., 2007). Al SW, la falla del río Chegg Ard (CAF) es una falla transpresiva dextral (Laville et al., 2007) con orientación aproximada N-S que corta el frente montañoso (fig. 2.1.5).

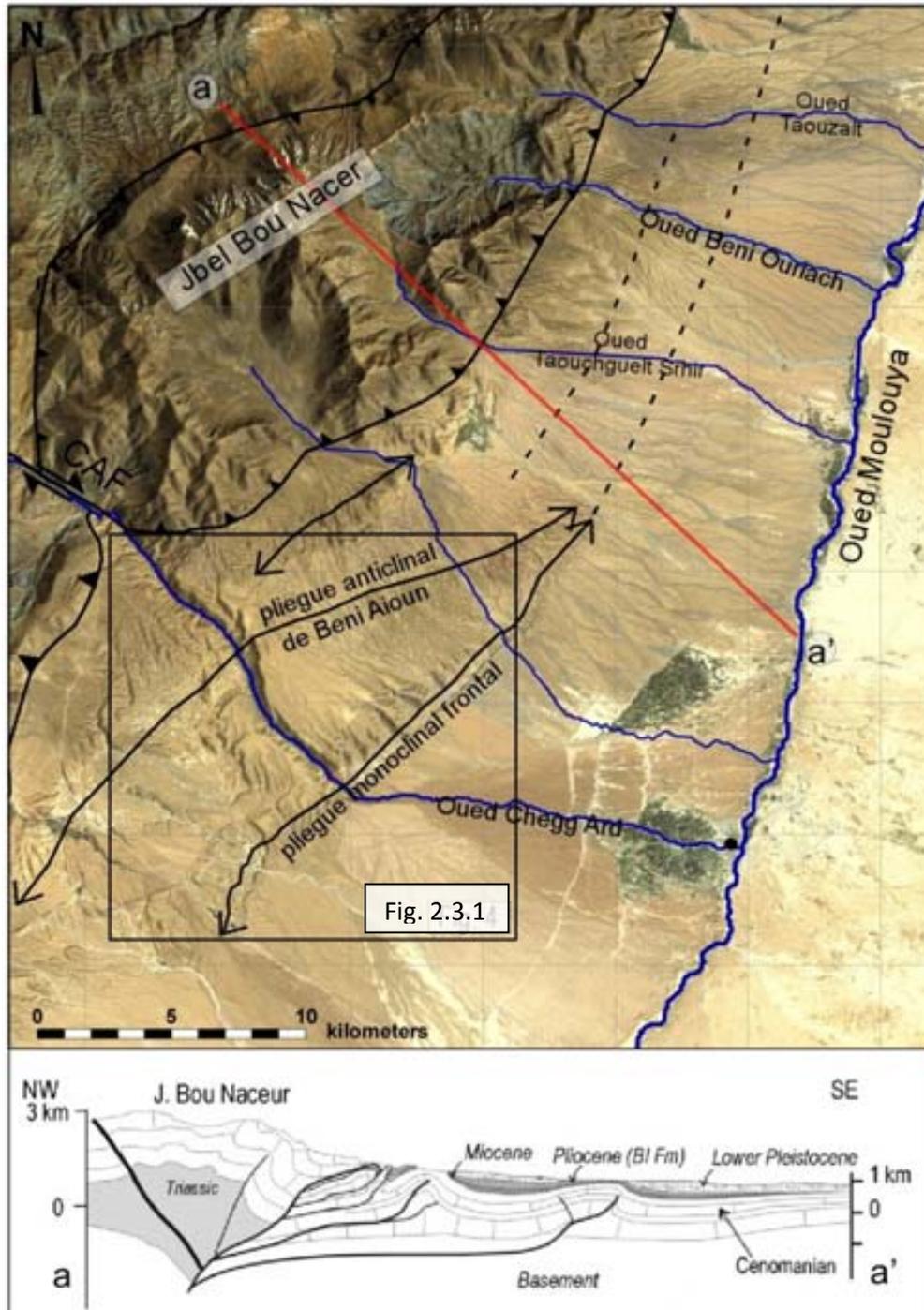


Fig 2.1.5. Arriba, una fotografía de Google Earth de la cuenca de Missouri y del macizo del Bou Naceur, con las estructuras tectónicas y los ríos marcados (desde el Chegg Ard hasta el Oued Taouzait). Las estructuras tectónicas que afectan el interior de la cuenca deforman localmente los depósitos superficiales. CAF: Chegg Ard fault. Abajo, el perfil geológico a-a' (Laville et al., 2007; Delcaillau et al., 2008,) es perpendicular a las estructuras tectónicas del Jebel Bou Naceur y la cuenca de Missouri.

2.2. Morfología y vaciado erosivo del área drenada por el río Moulouya

Introducción

El río Moulouya representa el segundo mayor cauce (detrás del Nilo) que drena en el Mediterráneo desde África y drena una extensa área del tercio norte de Marruecos. Este área fue endorreica durante el Terciario y dejó de serlo algún momento del Cuaternario temprano (Bouazza et al., 2009) cuando el río Moulouya conectó con el Mediterráneo y empezó la etapa erosiva actual. El río Moulouya recorre tres dominios morfológicos principales: el Alto Moulouya y las cuencas de Missouri y Guercif. Estudios geomorfológicos realizados recientemente en la cuenca de Missouri y el frente sur del Medio Atlas se han centrado en la actividad tectónica reciente en esta zona (Laville et al. 2007; Delcaillau et al. 2008). Los autores no entran a discutir el efecto de la apertura de la cuenca, del consiguiente descenso del nivel de base, ni de la erosión asociada a tal descenso.

Este capítulo muestra un estudio exhaustivo de la red de drenaje del río Moulouya, realizado a partir del modelo de elevación digital SRTM_90v4 y mediante el software ArcMap. El análisis de los perfiles longitudinales revela la presencia sistemática de *knickpoints* de dimensiones destacables en los cauces principales que conforman el drenaje de las cuencas de Guercif y Missouri. La presencia de *knickpoints* con saltos de unos 500 m en la mayoría de cauces que drenan el margen oriental (de antepaís) de las cuencas de Missouri y Guercif, donde no hay estructuras tectónicas, solamente puede explicarse por un fenómeno geomorfológico a gran escala, posiblemente la reciente adaptación de la red de drenaje a un descenso del nivel de base ocurrido tras la captura de la cuenca. En el margen activo de las cuencas, en contacto con el Jebel Bou Naceur del Medio Atlas, el salto vertical de los *knickpoints* es superior (entre 800 y 1000 m). Este incremento es debido a que a la proporción de salto estrictamente relacionada con el descenso del nivel de base debe sumársele el levantamiento que producen las estructuras tectónicas más frontales del Jebel Bou Naceur respecto a la cuenca de Missouri, el cual también puede ser medido.

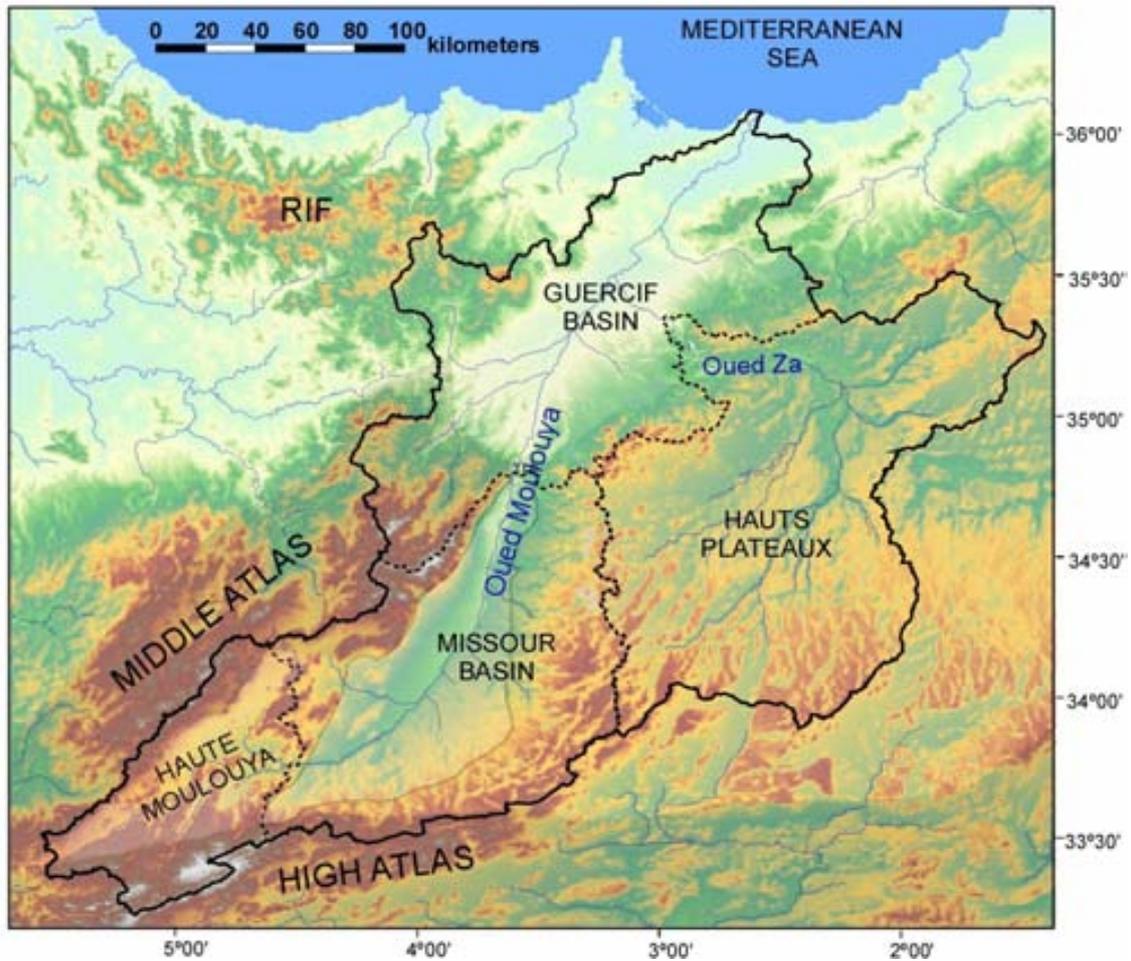


Fig. 2.2.1. La cuenca de hidrogáfica del río Moulouya (línea continua) sobre el DEM SRTM_90 de la mitad norte de Marruecos. Las líneas discontinuas marcan las separaciones entre los distintos dominios geográficos.

Background: knickpoints en los perfiles longitudinales de los ríos

El perfil longitudinal de un río en equilibrio (Mackin, 1948) tiene una forma cóncava, de modo que las pendientes del lecho disminuyen conforme aumenta la distancia medida a partir de la divisoria. La nivelación del lecho, o equilibrio dinámico, ocurre cuando el perfil longitudinal del mismo presenta una inclinación óptima para poder transportar de forma efectiva la carga de sedimentos extraída de las laderas adyacentes (Mackin, 1948). El término *knickpoint* se utiliza comúnmente en geomorfología para denominar un incremento abrupto en la pendiente de un río que se traduce en una convexidad en

un tramo de su perfil longitudinal. Se utiliza el termino *knickzone* cuando la convexidad abarca un tramo importante del perfil logitudinal. Los *knickpoints* o *knickzones* caracterizan el desequilibrio en un sistema fluvial y pueden estar presentes tanto en ríos aluviales como en ríos en lecho rocoso.

Los *knickpoints* resultan de distintos procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. La presencia de los *knickpoints* se relaciona de forma directa con:

1) zonas activas de levantamiento superficial (p. e., Burbank y Anderson, 2001; Lavé y Avouac, 2001; Wobus et al., 2006; Quezada et al., 2010), o en un tramo de un río afectado por una estructura tectónica activa (p.e., Burbank et al., 1996).

2) descenso del nivel de base en todo un sistema fluvial (p.e., Begin et al., 1981; Snyder et al., 2002; Bishop et al., 2005; Crosby y Whipple, 2006), o causado por la captura de un cauce en concreto (p.e., García, 2006).

3) erosión diferencial asociada a contactos litológicos (p.e., Goldrick y Bishop, 2007).

Otros mecanismos resultan de procesos heredados en el relieve, como la erosión glacial o los desprendimientos de rocas sobre el canal activo (p.e., Benda y Dunne, 1997; Korup et al., 2006; Lancaster y Grant, 2006).

Reconstrucción de paleoperfiles

La formación y posterior retroceso aguas arriba de los *knickpoints* por medio de la erosión fluvial puede considerarse como un estadio intermedio en el proceso de adaptación de un cauce a un nuevo régimen, al cual debe ajustarse el sistema erosivo preexistente (Whipple y Tucker, 1999; Bishop, 2007). Por tanto, para reconstruir el paleoperfil de un río asumimos que la erosión aguas arriba de un *knickpoint* es despreciable y que el gradiente en dicho tramo es heredado de las antiguas condiciones del sistema fluvial. El paleoperfil se obtiene proyectando la curva decrita por el tramo de río que preserva el paleogradiente (aguas arriba del *knickpoint*) hacia el tramo inferior de éste, afectado por las nuevas condiciones del sistema fluvial.

El método para reconstruir el paleoperfil de un río se basa en la ecuación de los perfiles longitudinales de los ríos (Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2001) y aparece descrito en Barke y Lamb (2006) y Hoke et al. (2007). La ecuación de los perfiles longitudinales relaciona la elevación en cualquier punto de un perfil longitudinal del río con la distancia desde su cabecera, a partir de los valores de índice de pendiente (K_s) e índice de concavidad (θ).

$$z(x) = k_s k_a^{-\theta} (1-h\theta)^{-1} (L^{1-h\theta} - x^{1-h\theta}) + z(L)$$

donde z es elevación, x la distancia desde la cabecera, L la distancia hacia la desembocadura, k_s el índice de pendiente, θ es el índice de concavidad, k_a el coeficiente de Hack, y h el exponente de Hack (Hack, 1957).

En este estudio se ha utilizado el *software* de estadística "Origin" para reproducir la curva cóncava descrita por el tramo superior del perfil longitudinal actual (gradiente heredado de las antiguas condiciones) a partir de la ecuación del perfil longitudinal (Whipple y Tucker, 1999) previamente insertada. De este modo es posible obtener los valores de índice de pendiente (K_s) e índice de concavidad (θ) que mejor se ajustan a la curva descrita por el tramo superior del perfil, y proyectar una continuación de ésta hacia el tramo inferior del río.

Cabe destacar que algunos estudios utilizan el valor estándar de índice de concavidad de 0.45 propuesto por Whipple y Tucker (1999) para ríos en sistemas montañosos con la intención de obtener el índice de pendiente normalizado (K_{sn}). Este procedimiento permite aislar el valor del índice de pendiente y compararlo en distintos ríos independiente de la concavidad de estos. Para reconstruir un paleoperfil no es necesario fijar la concavidad en $\theta=0.45$, ya que haciéndolo se desvirtúa sensiblemente la realidad de modo que:

1) en los ríos que drenan el margen de antepaís (los *Hauts Plateaux*), sin un relieve significativo en sus cabeceras, la concavidad estándar de 0.45 resulta excesiva para representar la curva descrita por el tramo alto de los ríos. Lo mismo ocurre en el río Moulouya, cuya cabecera ha sido capturada por la vertiente atlántica y actualmente presenta un escaso relieve. En estos casos, la concavidad estándar hace que el

paleoperfil reconstruido quede prácticamente plano aguas abajo del *knickpoint*. Los paleoperfiles han sido reconstruidos utilizando concavidades menores, con valores comprendidos entre 0.19 y 0.40.

2) En los ríos que drenan la zona montañosa (Jebel Bou Naceur) ocurre lo contrario; las concavidades mayores se adaptan mejor al hipotético paleoperfil. Para la reconstrucción de los paleoperfiles de estos ríos se han utilizado valores comprendidos entre 0.62 y 0.75. De este modo el paleoperfil reconstruido se ajusta al paleogradiante preservado en el tramo superior de los cauces y también al gradiente actual del río en el tramo inferior, que es bastante bajo.

Análisis geomorfológico de la cuenca hidrográfica del río Moulouya

El río Moulouya recorre más de 600 km en el tercio norte de Marruecos y drena una superficie de 54.500 km² hacia el mar Mediterráneo (figs. 2.2.1 y 2.2.2). En su recorrido recibe el aporte de los tributarios que drenan el flanco norte del Alto Atlas central, los *Hauts Plateaux* y los que drenan el flanco sur del Medio Atlas.

La cabecera del río Moulouya se sitúa en el extremo oeste de la cuenca d'Arhbalou o Alto Moulouya, en el nexo entre las cordilleras del Alto Atlas (orientación W-E) y el Medio Atlas ligeramente ortogonal (orientación SW-NE). La altitud actual en la zona de unión entre las cordilleras es de unos 1800 m, y actúa como divisoria de aguas entre la vertiente atlántica y la mediterránea. El recorrido del río Moulouya hacia el Mediterráneo duplica sobradamente la distancia en línea recta desde la cabecera al Atlántico. Es por este motivo que las pendientes del lado oeste de la divisoria son más pronunciadas, y las cabeceras de los ríos que drenan el Atlántico amenazan con capturar el tramo superior del río Moulouya. Los modelos de elevación digital y las imágenes de satélite muestran *windgaps* en la divisoria que indican que una parte del drenaje ya ha sido capturado por la vertiente Atlántica.

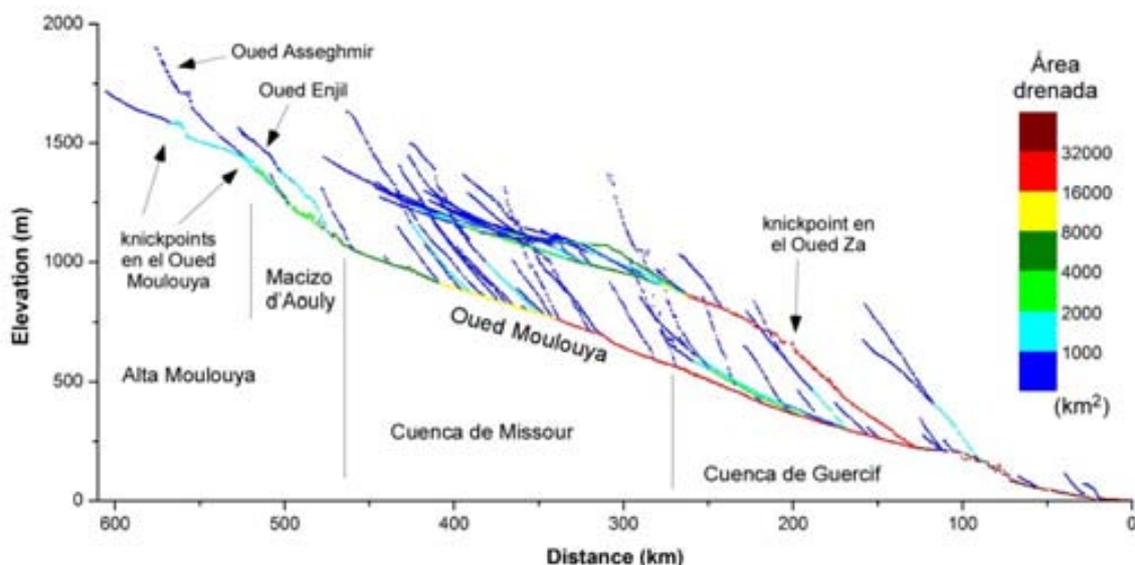


Fig. 2.2.2. Perfil longitudinal del río Moulouya desde su nacimiento hasta su desembocadura en el mar Mediterráneo. La escala de color indica la variación del área de drenaje. Proyectados en el mismo plano se representan los perfiles longitudinales de los tributarios con áreas de drenaje superiores a 200 km^2 . En este perfil destacan, entre otras características, el *knickpoint* del río Moulouya en el Alto Moulouya, y el *Knickpoint* del tributario Oued Za en la zona baja.

El tramo superior del río Moulouya transcurre por un valle ancho encajado entre los sedimentos aluviales del relleno de la cuenca. Curiosamente, el río Moulouya presenta un gradiente moderado (0.16°) a lo largo de sus primeros 50 km de recorrido. El primer *knickpoint* del río Moulouya genera un salto de unos 80 metros (fig. 2.2.3) y está causado por un contraste litológico en un tramo de $\sim 10 \text{ km}$, en que el río transcurre encajado entre materiales paleozoicos, más resistentes que el relleno terciario de la cuenca. Aguas abajo, el río Moulouya continúa en dirección E presentando un gradiente moderado durante otros $\sim 40 \text{ km}$, hasta la confluencia con el río Asseghmir (fig. 2.2.2). Este tributario aporta un importante caudal fruto del drenaje de unos 1.350 km^2 de la vertiente N del Alto Atlas, que se suman a los cerca de 2.900 km^2 que ya drenaba el río Moulouya. Cabe destacar que el perfil longitudinal del río Asseghmir muestra un *knickpoint* similar al descrito anteriormente en el río Moulouya, pero situado a una altura superior (fig. 2.2.2). A partir de este punto, el río Moulouya sigue su curso hacia el este a través de materiales paleozoicos y calizas Mesozoicas del Macizo de Aouli, hasta la falla de Ksabi, que representa el límite entre la cuenca de

Missouri y el Alto Moulouya (figs. 2.1.3 y 2.2.3). En este tramo y durante casi 50 km, el perfil longitudinal del río Moulouya presenta un gradiente mucho mayor que el de su tramo superior, con un promedio de 0.38° . Este incremento de la pendiente forma una gran *knickzone* que produce un salto de unos 300-400 metros (fig. 2.2.3). Ya en la cuenca de Missouri, el río Moulouya recibe el aporte del tributario Enjil, que drena cerca de 2.000 km^2 de la vertiente norte del Medio Atlas. Del mismo modo que ocurría con el *knickpoint* en el tributario Assegmir, el perfil longitudinal del río Enjil también muestra un *knickpoint* similar a la del río Moulouya (fig. 2.2.2).

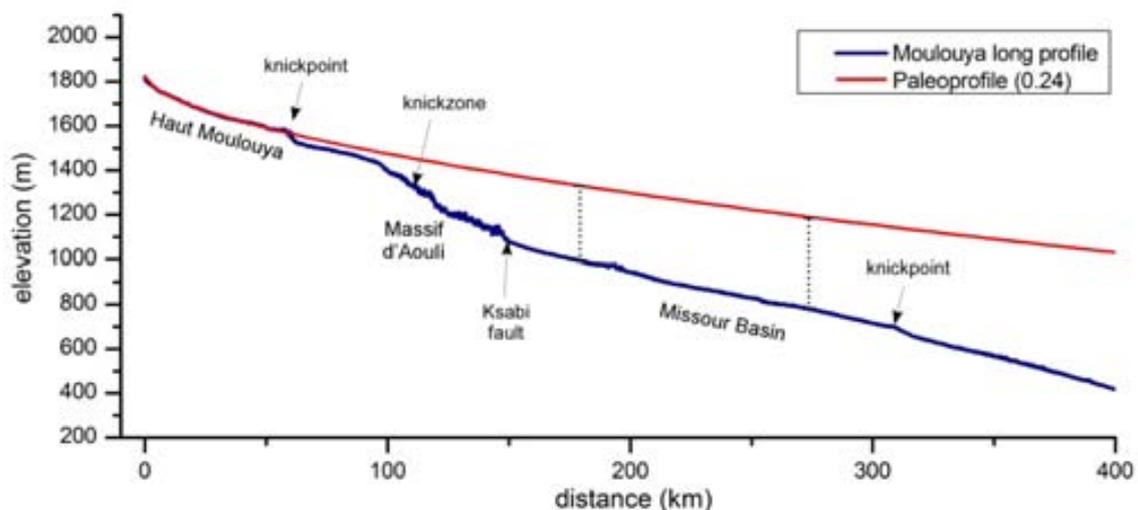


Fig. 2.2.3. Perfil longitudinal del río Moulouya en el Alto Moulouya y la cuenca de Missouri. Se observa una *knickzone* situada entre 100 y 150 km de la cabecera. En la reconstrucción del paleoperfil se han utilizado los parámetros $K_s=21$ y $\theta=0.24$. La diferencia entre el perfil actual y el paleoperfil reconstruido muestra un salto vertical de 300-400 m.

A partir de la falla de Ksabi, el río Moulouya modera nuevamente su pendiente media a 0.14° a lo largo de más de 150 km, en los que el río sigue en dirección NE a través de la cuenca de Missouri (figs. 2.1.3 y 2.2.1). En su transcurso por la cuenca de Missouri, el río Moulouya recibe el aporte hídrico de varios tributarios que drenan los *Hauts Plateaux* y el Jebel Bou Naceur. Los perfiles longitudinales de algunos de estos cauces muestran un *knickpoint* de características similares en su perfil longitudinal.

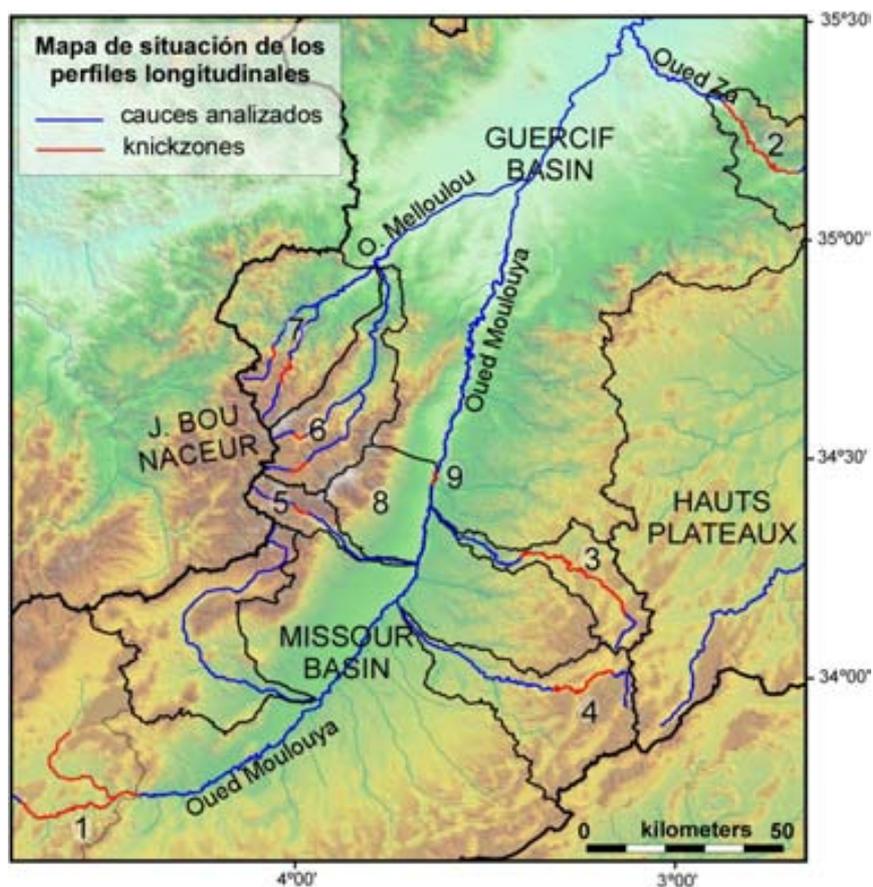


Fig. 2.2.4. Imágen del relieve en el tramo central del río Moulouya. Remarcados en azul los cauces analizados en este estudio, y en rojo los tramos de estos cauces que muestran cierta convexidad en su perfil longitudinal (*knickzones*). Los números identifican los perfiles longitudinales y las *knickzones* que aparecen en este estudio. **1)** *knickzone* en el río Moulouya (fig. 2.2.3). **2)** *knickzone* en el río Za (fig. 2.2.5). **3 y 4)** los ríos Fajane y Kaddou, que drenan los *Hauts Plateaux* hacia la cuenca de Missouri (fig. 2.2.7). **5)** *knickzone* en el río Chegg Ard (fig. 2.2.8). **6 y 7)** los ríos que drenan el Jebel Bou Naceur hacia la cuenca de Guercif (figs. 2.2.9). **8)** Los cauces menores que drenan el Jebel Bou Naceur a la cuenca de Missouri (fig. 2.2.14). **9)** *Knickpoint* del río Moulouya en medio de la cuenca de Missouri (fig. 2.2.16).

En el límite entre las cuencas de Missouri y Guercif, el río Moulouya transcurre nuevamente sobre materiales más duros (dolomías jurásicas), y presenta un gradiente levemente superior durante un tramo de unos veinte kilómetros. Este incremento en la pendiente es mucho más suave que el existente entre los dominios del Alto Moulouya y la cuenca de Missouri, y resulta difícil de apreciar en el perfil longitudinal (fig. 2.2.2). Aguas abajo, el gradiente vuelve a relajarse cuando el río transcurre sobre los sedimentos más blandos del relleno de la cuenca de Guercif (fig. 2.2.1).

En el centro de la cuenca de Guercif, en la localidad que le da nombre, el río Moulouya recibe las aguas del tributario Oued Melloulou (fig. 2.2.4) que drena la vertiente este del Jebel Bou Naceur del Medio Atlas. Los perfiles longitudinales de los cauces que componen la red de drenaje del Oued Melloulou también presentan *knickpoints* destacables en la zona montañosa.

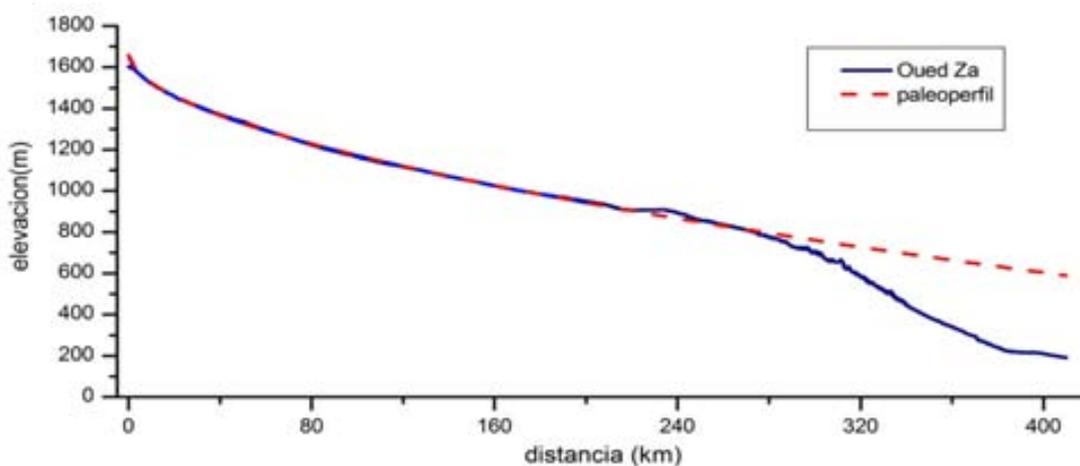


Fig. 2.2.5. Perfil longitudinal del río Za, que drena los *Hauts Plateaux* hacia la cuenca de Guercif (localización en los mapas de las figuras 2.2.1 y 2.2.4). En el tramo superior, el río transcurre sobre los materiales plio-cuaternarios de los *Hauts Plateaux*. Aproximadamente en el km 300, el río transcurre sobre dolomías Jurásicas, donde se observa una *knickzone*. En la reconstrucción del paleoperfil se han utilizado los parámetros $K_s=34$ y $\theta=0.26$. La diferencia entre el perfil actual y el paleoperfil reconstruido muestra un salto vertical de casi 400 metros.

En el tramo inferior de la cuenca de Guercif, el río Moulouya confluye con el Oued Za, su principal tributario que drena casi 20.000 km² de los *Hauts Plateaux* (fig. 2.2.1). El Oued Za nace en los *Hauts Plateaux* y transcurre durante más de 300 km encajado entre los sedimentos lacustres Plio-Quaternarios (localmente superando los 100 m), manteniendo un gradiente constante de 0.15‰. Aguas abajo, el perfil longitudinal del Oued Za presenta una imponente *knickzone* cerca de la confluencia con el río Moulouya. Se trata de un tramo de unos 80 km en que el río presenta un gradiente promedio de 0.33‰, coincidiendo con el transcurso del río por materiales más competentes, en este caso calizas jurásicas. El salto de esta *knickzone* calculado a partir del paleoperfil reconstruido es de unos 400-500 m (fig. 2.2.5).

Los tributarios que drenan los *Hauts Plateaux* hacia la cuenca de Missouri.

Los *Hauts Plateaux*, en el antepaís N del Alto Atlas oriental, son una vasta extensión con una elevación media de 1000 metros y escasos relieves que se extiende por más de 500 km al este de las cuencas de Missouri y Guercif. Se trata de una zona tabular tectónicamente estable cuyo drenaje es en gran parte endorreico. Sin embargo, el drenaje del extremo occidental de los *Hauts Plateaux* lo conforman cauces tributarios del río Moulouya. En la figura 2.2.6 aparece representado el perfil longitudinal del río Moulouya a su paso por la cuenca de Missouri, y los perfiles longitudinales de sus tributarios con áreas de drenaje superiores a 50 km² proyectados en el mismo plano.

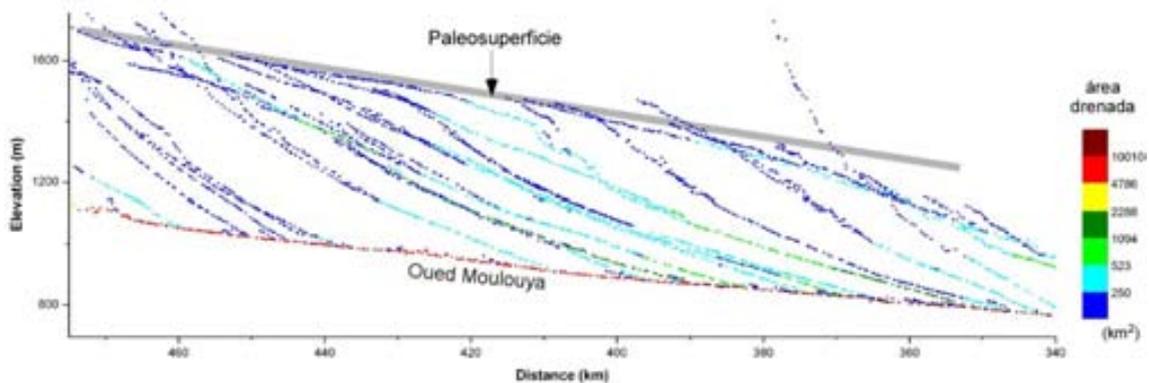


Fig. 2.2.6. Detalle del perfil longitudinal del río Moulouya en la cuenca de Missouri y sus tributarios con áreas de drenaje superiores a 50 km² proyectados en el mismo plano. La mayoría de los tributarios que drenan los *Hauts Plateaux* presentan una *knickzone* de dimensiones similares en su perfil longitudinal. El gradiente del tramo superior de los cauces tributarios permite trazar una paleosuperficie situada a unos 500-550 metros por encima del perfil actual del río Moulouya.

Los perfiles longitudinales de los tributarios que drenan los *Hauts Plateaux* siguen un patrón común caracterizado por un tramo de baja pendiente en sus cabeceras, un incremento abrupto del gradiente en el curso medio, y una reducción gradual del gradiente en el tramo bajo, al acercarse al río Moulouya dónde desembocan. La escasa pendiente en las cabeceras de los ríos que drenan los *Hauts Plateaux* puede ser interpretada como el gradiente heredado de la paleosuperficie de la cuenca de

Missouri (como por ejemplo, han interpretado Barke y Lamb, 2006 y Hoke et al., 2007 en los Andes). La correlación de los tramos con escasa pendiente en las cabezeras de los ríos que drenan los *Hauts Plateaux* permite trazar la paleosuperficie a unos 500-550 m por encima de la elevación actual del río Moulouya (fig. 2.2.6).

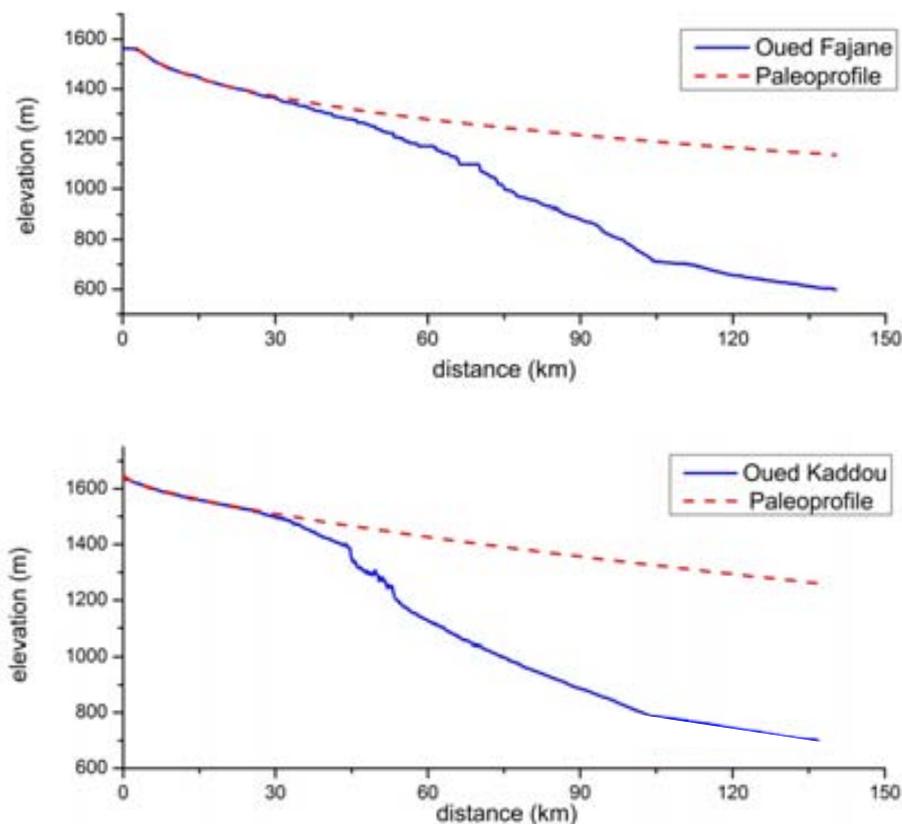


Fig. 2.2.7. Perfiles longitudinales de los tributarios Fajane y Kaddou, que drenan los *Hauts Plateaux* hacia la cuenca de Missouri (ríos 3 y 4 en el mapa de la Figura 2.2.4). Los paleoperfiles han sido reconstruidos a partir de la curva del tramo superior del río (20-30 km). En la reconstrucción del paleoperfil del Oued Fajane se han utilizado los parámetros de $K_s=83$ y $\theta=0.40$, mientras que en el paleoperfil del Oued Kaddou se han utilizado los parámetros de $K_s=13$ y $\theta=0.19$. La diferencia entre el perfil actual y el paleoperfil reconstruido muestra que el salto vertical de las *knickzones* es de 500-550 metros.

La mayoría de los perfiles longitudinales de los tributarios que drenan los *Hauts Plateaux* presentan una *knickzone* en el contraste litológico entre los materiales del relleno terciario de la cuenca de Missouri y las calizas mesozoicas de los *Hauts Plateaux*, siendo éste el margen de antepaís de la cuenca sin estructuras tectónicas. La

escasa incisión de los cauces en las calizas sugiere que los perfiles longitudinales actuales (fig. 2.2.7) podrían haberse adaptado a la morfología del antiguo margen de la cuenca, cubierto por los sedimentos del relleno de la cuenca antes de ser erosionados. El salto de estas *knickzones* ha sido medido individualmente en dos de los principales tributarios (fig. 2.2.7) dando como resultado valores de entre 500-550 metros.

Los cauces que drenan el Jebel Bou Naceur hacia el río Moulouya

El macizo del Jebel Bou Naceur está drenado por varios cauces hacia las cuencas de Missouri y Guercif (fig. 2.2.4). El río Chegg Ard es el cauce que presenta una mayor cuenca (240 km² en el frente montañoso) entre los ríos que drenan el macizo del Bou Nacer hacia la cuenca de Missouri. En el perfil longitudinal del río Chegg Ard destaca un gran *knickpoint* (fig. 2.2.8). Según un esquema geológico presente en la tesis de Charroud (2002), este *knickpoint* se localiza aproximadamente en el contacto entre las margas Toarcienses y las areniscas del Batoniense-caloviense (Gres de Bou Rached), situadas más hacia el interior de la cordillera. En la cabecera del río, el canal está poco encajado y presenta una pendiente modesta de 1.3° a lo largo de unos 10 km (fig. 2.2.8), hasta el *knickpoint*, donde el gradiente incrementa bruscamente. Aguas abajo y a lo largo de unos 13 km, el gradiente promedio es de 3.1°, el río transcurre mucho más encajado y sus tributarios presentan fuertes incisiones. En el tramo bajo del Oued Chegg Ard, que abarca desde 5 km aguas arriba del frente montañoso hasta la desembocadura en el río Moulouya, el gradiente es bastante inferior, con un promedio de 0.9° a lo largo de unos 18 km.

Se ha reconstruido el paleoperfil del río Chegg Ard a partir de la curva descrita por los 10 km del tramo superior del río, aguas arriba del *knickpoint*. El salto vertical del *knickpoint* se ha estimado en unos 1.000 metros (fig. 2.2.8).

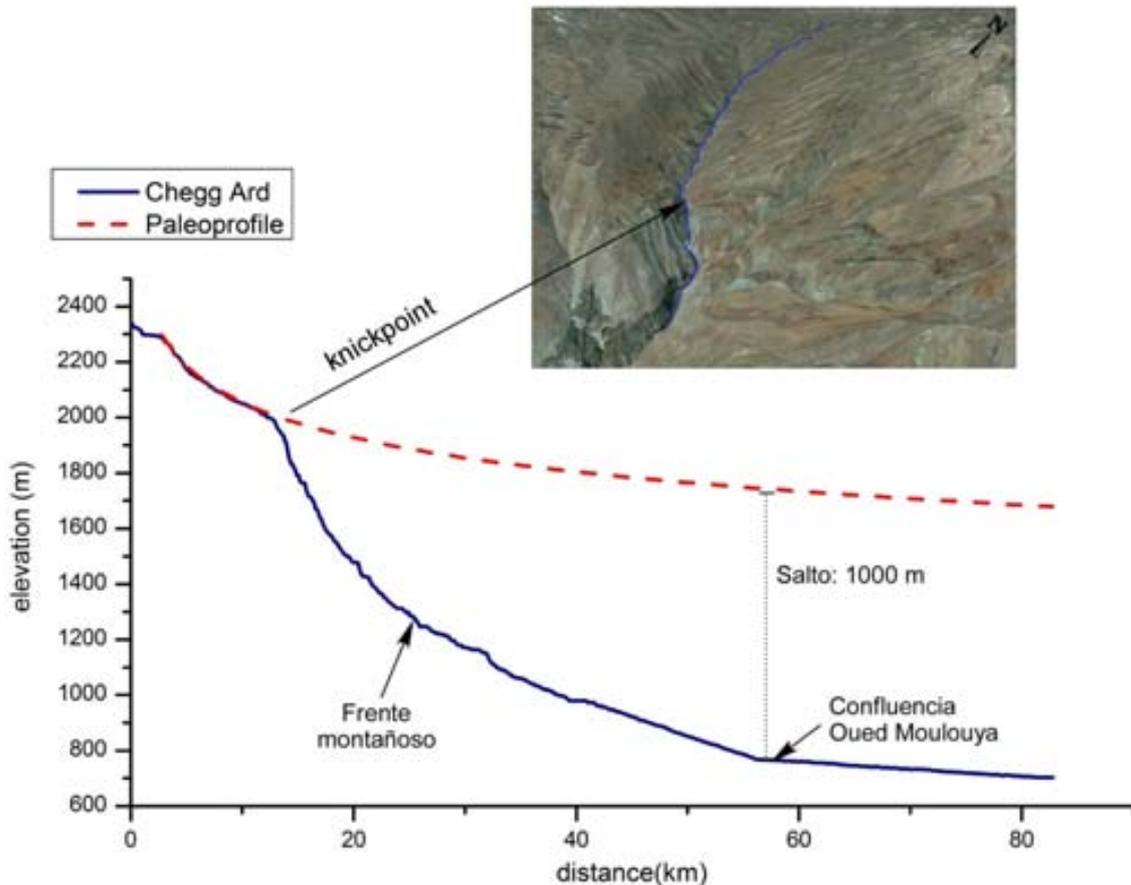


Fig. 2.2.8. Perfil longitudinal del río Chegg Ard desde su cabecera en el Medio Atlas hasta su desembocadura en el río Moulouya (localización en el mapa de la Figura 2.2.4) y el paleoperfil reconstruido a partir del tramo superior del río. En la reconstrucción del paleoperfil se han utilizado los parámetros $K_s=680$ y $\theta=0.62$. La diferencia entre el perfil actual y el paleoperfil reconstruido muestra un salto vertical de casi 1000 metros. Arriba, Imagen de Google Earth de la cabecera del río Chegg Ard y el *knickpoint*. El *knickpoint* separa una zona con escasa pendiente en el tramo superior del río, de un tramo aguas abajo donde el río presenta una mayor pendiente y está encajado.

El margen Este del macizo del Jebel Bou Naceur está drenado por distintos cauces que fluyen longitudinalmente en el interior de la cordillera del Medio Atlas hasta unirse formando el Oued Melloulou, que desemboca en el río Moulouya a la altura de Guercif. Estos tributarios también presentan *knickpoints* en sus perfiles longitudinales. En algunos casos, el *knickpoint* está demasiado cerca de la cabecera del río y el tramo de paleogradiante preservado demasiado corto para realizar una reconstrucción fiable del paleoperfil. Sin embargo, los perfiles longitudinales de los ríos El Mansour, El Berd

y Timrhout presentan un *knickpoint* en su tramo montañoso y mantienen preservado un tramo de bajo gradiente aguas arriba del *knickpoint*. La prolongación de la curva descrita por el tramo superior del río hacia el tramo inferior permite reconstruir el paleoperfil (fig. 2.2.9).

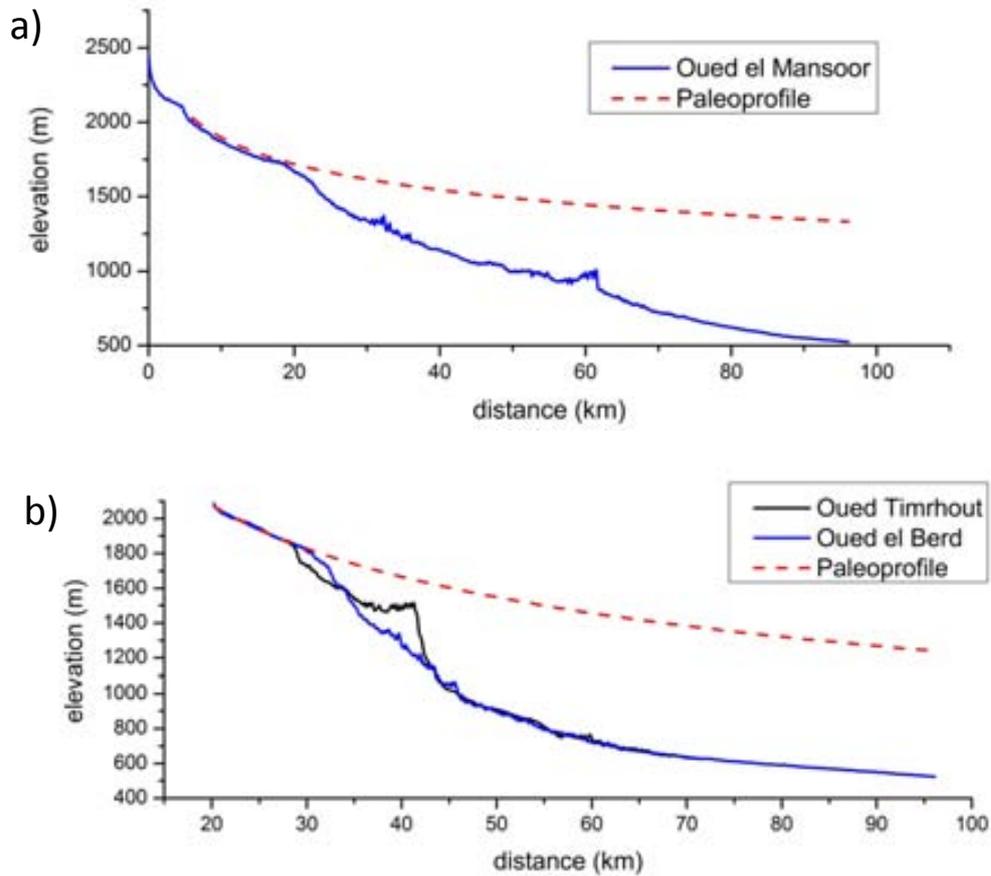


Fig. 2.2.9. a) Perfil longitudinal del río El Mansoor desde su cabecera hasta la cuenca de Guercif (ver figura 2.2.4 para localización) y su paleoperfil reconstruido para el que se han utilizado los parámetros $K_s=915$ y $\theta=0.62$. La diferencia entre el perfil actual y el paleoperfil reconstruido muestra un salto vertical de 700-800 metros. **b)** Perfiles longitudinales de los ríos Timrhout y El Berd (ver figura 2.2.4 para localización) desde sus respectivas cabeceras en el Jebel Bou Naceur hasta su desembocadura en el río Moulouya. El paleoperfil se ha reconstruido a partir del tramo superior de ambos ríos utilizando los parámetros de $K_s=5722$ y $\theta=0.75$. La diferencia entre los perfiles actuales y el paleoperfil reconstruido muestra un salto vertical de 750-800 metros.

La diferencia de elevación entre los paleoperfiles y los perfiles actuales de los ríos analizados muestra el salto vertical de los *knickpoints*, estimado en 700-800 metros, algo inferior al valor registrado en la *knickzone* del Oued Chegg Ard. Cabe destacar que el Oued Timrhout presenta un desprendimiento rocoso de grandes dimensiones en la zona montañosa, y los materiales desprendidos actúan como una barrera natural que ha obstruido el canal del río, formando el lago Guelta Tamda (fig. 2.2.10). La causa del desprendimiento podría ser la rápida incisión ocurrida por la propagación del *knickpoint*, que favoreció la desestabilización de los taludes laterales.



Fig. 2.2.10. Imagen del lago Guelta Tamda tomada de Google Earth. El lago fue formado por un desprendimiento en el tramo montañoso del río Timrhoud.

Descenso del nivel de base y erosión en la cuenca del río Moulouya.

El análisis de los perfiles longitudinales revela la presencia sistemática de *knickpoints* de dimensiones destacables en los cauces principales que conforman el drenaje de las cuencas de Guercif y Missouri. La presencia de estos *knickpoints* en la mayoría de cauces que drenan el margen oriental (de antepaís) de las cuencas de Missouri y Guercif, donde no hay estructuras tectónicas, solamente puede explicarse por un fenómeno geomorfológico a gran escala, posiblemente la reciente adaptación de la red de drenaje a un descenso del nivel de base ocurrido tras la captura de la cuenca.

Knickpoints en los ríos que drenan los Hauts Plateaux

Los perfiles longitudinales de la mayoría de los cauces que drenan los *Hauts Plateaux* hacia las cuencas de Missouri y Guercif muestran *knickpoints* con saltos entre 500 y 600 metros (fig. 2.2.6) cuyo origen no puede ser tectónico, dado que están situados en el margen de antepaís de la cuenca.

La formación de estos *knickpoints* se debe a una disminución drástica de la velocidad de incisión entre el tramo superior e inferior de los ríos. La incisión ligada al descenso del nivel de base se propaga rápidamente por el río Moulouya y por el tramo bajo de sus tributarios, donde éstos transcurren sobre los materiales blandos del relleno de la cuenca. Sin embargo, la propagación de la incisión es mucho más lenta en los tramos altos de los ríos debido a la menor carga hidráulica y a la mayor dureza del sustrato, en este caso calizas jurásicas y cretácicas de los *Hauts Plateaux*.

Knickpoint en el río Za

En la cuenca de Guercif, el río Za drena casi 20.000 km² de los *Hauts Plateaux* hacia el río Moulouya, y su perfil longitudinal, al igual que sucede en el Moulouya, muestra un *knickpoint* con un salto de 400-500 metros (fig. 2.2.5) que también se sitúa en un contraste litológico entre el relleno Neógeno de la cuenca y materiales Mesozoicos

más duros. De igual modo que ocurre con los ríos que drenan los hacia la cuenca de Missouri, el paleoperfil reconstruido del río Za (fig. 2.2.5) indica que se han erosionado entre 400 y 600 metros de sedimentos en la cuenca de Guercif. En resumen, los saltos de las *knickzones* de la mayoría de los ríos que drenan los *Hauts Plateaux*, calculados en 500-550 metros a partir de la reconstrucción de los paleoperfiles, muestran la cantidad de sedimentos erosionados en la parte central de las cuencas de Missouri y Guercif debido al descenso del nivel de base desde el inicio de las condiciones de exorreísmo.

Knickzone en el río Moulouya

El análisis de los perfiles longitudinales de otros cauces parece apoyar esta hipótesis: el propio río Moulouya presenta una gran *knickzone* entre las cuencas de Missouri y el Alto Moulouya, con un salto de 300-400 metros (fig. 2.2.3), cuya situación coincide con la falla de Ksabi. Aunque Laville et al. (2007) vinculan esta *knickzone* con la actividad de la falla de Ksabi, los mismos autores documentan un desplazamiento lateral (sinistral strike slip) de dicha falla, y no muestran evidencias de una componente destacable de desplazamiento vertical. La falla de Ksabi tiene una orientación NE-SW (fig. 2.1.3) y pone en contacto los sedimentos del relleno de la cuenca de Missouri, al E, con calizas Mesozoicas y el macizo plutónico de Aoulí, al W. Nuevamente, la formación de una *knickzone* de tal magnitud debe relacionarse con la incisión prolongada ocasionada por el descenso del nivel de base que se propagó por los sedimentos del relleno de la cuenca y quedó acumulada en forma de *knickzone* en un contraste litológico ocasionado por la falla de Ksabi.

Aguas arriba, ya en el dominio del Alto Moulouya, el perfil del río Moulouya presenta otro *knickpoint* de unos 80 metros de salto, cuya posición también coincide con un contraste litológico. Un *knickpoint* de dimensiones parecidas también puede observarse en el tributario Oued Asseghmir, en la zona montañosa del Alto Atlas. La presencia de dos *knickpoints* con saltos similares en dos cauces con trazados tan

distintos, uno en el Alto Atlas y otro en la cuenca, no apoya el origen tectónico de tales perturbaciones.

Paleosuperficies remanentes

Además de los paleoperfiles de los ríos, existen otros indicios que permiten deducir la cantidad de sedimentos erosionados en el Alto Moulouya, donde los depósitos aluviales preservados en el piedemonte del Alto Atlas y el Medio Atlas están fuertemente incididos (superando localmente los 150 metros) por los tributarios del río Moulouya que drenan el Alto Atlas. La Gara de Midelt es una mesa formada por materiales neógenos del relleno de la cuenca que se eleva más de 100 m sobre sus zonas adyacentes (fig. 2.2.11) y ha quedado preservada como un cerro testigo indicativo de la altura mínima a la que llegaron los sedimentos del relleno de la cuenca durante la etapa endorreica.



Fig. 2.2.11. Fotografía de la Gara de Midelt tomada desde la carretera de Midelt a Zaida mirando hacia el norte, con un campo de visión de aproximadamente un kilómetro. Este cerro testigo constituido por sedimentos neógenos es indicativo del espesor mínimo de sedimentos que se han erosionado en gran parte del Alto Moulouya.

En el margen oriental de la cuenca de Missouri, un depósito tabular etiquetado como Q6 en el mapa geológico *1/100.000 de Hassi el Ahmar* del Servicio Geológico de Marruecos (Choubert, 1964) aparece descrito como sedimentos lacustres de edad Villafranquiense. El depósito Q6 está preservado en las áreas más elevadas de los *Hauts Plateaux*, a 1380 metros de altitud, y se interpreta como un cerro testigo

indicativo de la elevación a la que llegaron los sedimentos que rellenaban la cuenca de Missouri, a unos 550 metros por encima del río Moulouya actual. Este valor puede considerarse como el espesor de sedimentos erosionados en la parte central de la cuenca de Missouri, y es consistente con el salto de los *knickpoints* de los cauces que drenan los *Hauts Plateaux*.

Otro argumento que permite afirmar que se han erosionado entre 500 y 550 metros del relleno sedimentario de la cuenca de Missouri es que este valor coincide con la suma del espesor de sedimentos que se estima que ya se han erosionado en el Alto Moulouya (más de 150 metros), y el salto del *knickpoint* en el límite entre el Alto Moulouya y la cuenca de Missouri (300-400 m), que representa el espesor de sedimentos que se habrán erosionado cuando el *knickpoint* haya completado su propagación aguas arriba.

Ejemplo análogo en Nueva Zelanda

En Nueva Zelanda, Crosby y Whipple (2006) muestran, a partir del análisis de los perfiles longitudinales de los cauces tributarios del río Waipaoa, la evolución del perfil longitudinal de un cauce afectado por un descenso progresivo del nivel de base (fig. 2.2.12). Los perfiles longitudinales de los ríos que drenan los Hauts Plateaux hacia el río Moulouya (ver fig. 2.2.7) son similares a los perfiles representados por Crosby y Whipple (2006), considerando éste un argumento a favor del descenso del nivel de base en la cuenca hidrográfica del río Moulouya como el principal mecanismo de formación de los *knickpoints*.

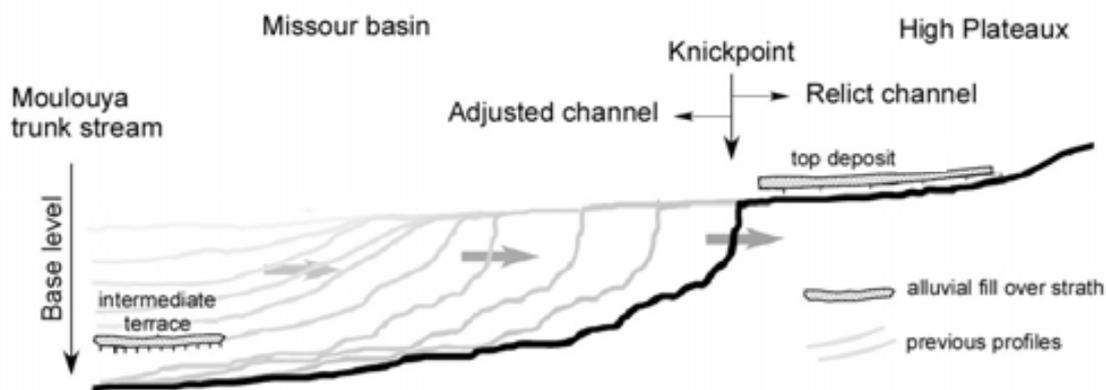


Fig. 2.2.12. Ilustración esquemática (modificada de Crosby y Whipple, 2006) en la que se observa el retroceso de un *knickpoint* por descenso del nivel de base. El esquema muestra como un *knickpoint* con un gran salto ha sido formado por varios eventos que acumulan su efecto. El nivel denominado *top deposit* corresponde a los depósitos cuaternarios preservados en la zona elevada de los *Hauts Plateaux*, y posiblemente indica la máxima superficie del relleno de la cuenca.

Levantamiento tectónico del Jebel Bou Naceur respecto la cuenca de Missouri

Los perfiles longitudinales de los ríos principales que drenan el macizo el Jebel Bou Naceur hacia las cuencas de Missouri y Guercif también presentan *knickpoints* y *knickzones* de grandes dimensiones en la zona montañosa. Del mismo modo que en los ejemplos anteriores, la propagación de los *knickpoints* hacia el tramo superior de los ríos ha acumulado un gran salto en la localización actual debido a una disminución de la capacidad incisiva en los tramos altos de los ríos, propiciada por la menor carga hidráulica y por un lecho más duro.

El tramo montañoso del río Chegg Ard presenta una *knickzone* con un salto vertical de de 1.000 metros (fig. 2.2.8). Esta *knickzone* fue reconocida y interpretada como una *knickzone* de origen exclusivamente tectónico por Laville et al. (2007). Posteriormente y siguiendo esta misma idea, Delcaillau et al. (2008) consideraron que esta *knickzone* era la evidencia de una estructura activa fuera de secuencia.

Los ríos El Mansour y Timrhout (fig. 2.2.9), que drenan el margen este del Jebel Bou Naceur hacia la cuenca de Guercif, también presentan una *knickzone* en sus perfiles longitudinales, cuyo salto vertical es algo menor, de unos 700-800 metros.

Tal como ocurre en los ríos que drenan los *Hauts Plateaux*, unos 500-600 metros del salto de estos *knickpoints* son debidos al descenso del nivel de base, mientras que el resto, unos 400-500 metros en la zona central del Bou Naceur, y unos 200-300 metros en el margen este, deben explicarse por el levantamiento estructural (fig. 2.2.13).

Del mismo modo que ocurre con el descenso del nivel de base, la fracción del salto del *knickpoint* correspondiente al levantamiento estructural puede producirse en estructuras más frontales y propagarse en forma de *knickpoint* hasta la zona alta del río, donde afloran materiales más duros y el río tiene menor potencial erosivo. Por tanto, ni la localización ni el mecanismo de formación de las *knickzones* reconocidas en los cauces que drenan el Jebel Bou Naceur tiene que coincidir necesariamente con la actividad de una estructura tectónica, como sugieren Delcaillau et al. (2008).

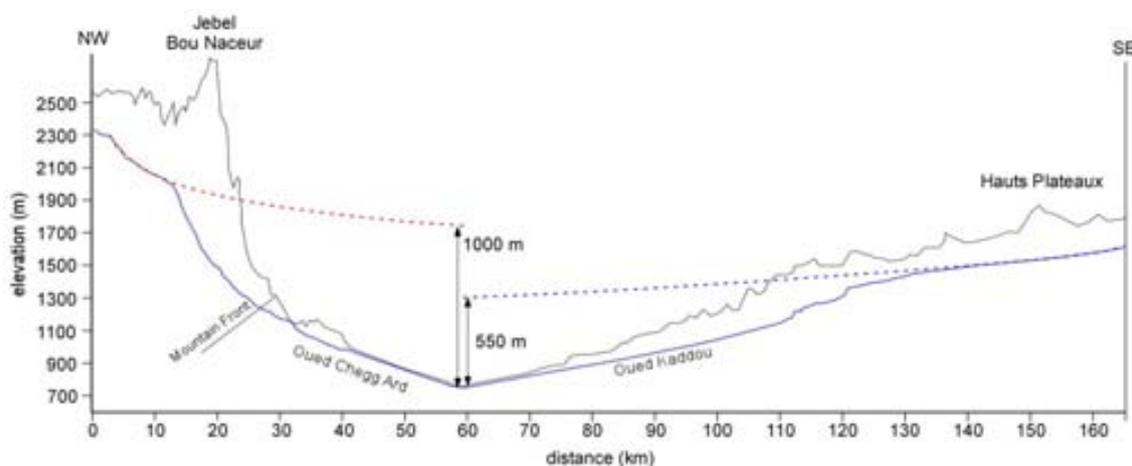


Fig. 2.2.13. Perfil topográfico perpendicular a la cuenca de Missouri con el perfil longitudinal de los ríos Chegg Ard y Kaddou (5 y 4 en la figura 2.2.4), que drenan la zona central del Bou Naceur y las *Hauts Plateaux*, respectivamente. El paleoperfil reconstruido del río Kaddou tiene un salto de unos 550 metros en el centro de la cuenca, mientras que el salto en el Chegg Ard es de 1000 metros. Entre los 1000 metros de salto, 550 metros corresponden al descenso del nivel de base, mientras que los 450 metros restantes han sido interpretados como el levantamiento estructural del Jebel Bou Naceur respecto a la cuenca de Missouri desde la abertura del drenaje de la cuenca.

Características de los cauces menores que drenan el Jebel Bou Naceur

Para finalizar el análisis geomorfológico de la red fluvial de la cuenca hidrográfica del Moulouya es importante destacar un par de observaciones sobre la dinámica de los cauces menores que drenan el flanco SE del macizo del Jebel Bou Naceur hacia la cuenca de Missouri. Estos cauces, situados al NE del río Chegg Ard, se caracterizan por áreas de drenaje bastante modestas (entre 25 y 50 km²) y por un tramo montañoso de escasa longitud y pendiente muy pronunciada, con un desnivel de 2.000-2.500 m en tan solo 25-30 km, entre sus cabeceras, a más de 3.000 m de elevación, y el río Moulouya.

Ya en la cuenca, el espacio entre el frente montañoso y el río Moulouya destaca por la presencia de imponentes abanicos aluviales donde los materiales más recientes se disponen formando pequeños lóbulos a ambos lados del canal activo, cada uno de ellos con su propio ápex, evidenciando la gran movilidad de los canales. En general, estos cauces menores no están demasiado encajados y su gradiente disminuye notablemente hacia las zonas distales, pasando de 5º cerca del frente montañoso a tan solo 1º cerca de la desembocadura (fig. 2.2.14). Al igual que sus cauces vecinos, el río Beni Ouriach (río número 3 en la figura 2.2.14) presenta una fuerte pendiente en el tramo de cuenca, pero con un estrecho rango de variación entre 3.2º y 2.5º (fig. 2.2.14). La pendiente mantenida en el tramo de cuenca hace que el río Beni Ouriach desemboque en el Moulouya con una pendiente superior a la de sus cauces vecinos. El río Chegg Ard, en cambio, presenta una pendiente bastante constante en el interior de la cuenca, que, salvo anomalías muy locales, no supera los 1.2º (fig. 2.2.14).

Tal como ocurre en la mayoría de tributarios principales del río Moulouya, el río Chegg Ard muestra un claro *knickpoint* en su perfil longitudinal (fig. 2.2.14). Sin embargo, los perfiles longitudinales de los cauces menores adyacentes, con áreas de drenaje entre cinco y diez veces inferiores, no presentan ningún *knickpoint* destacable (fig. 2.2.14).

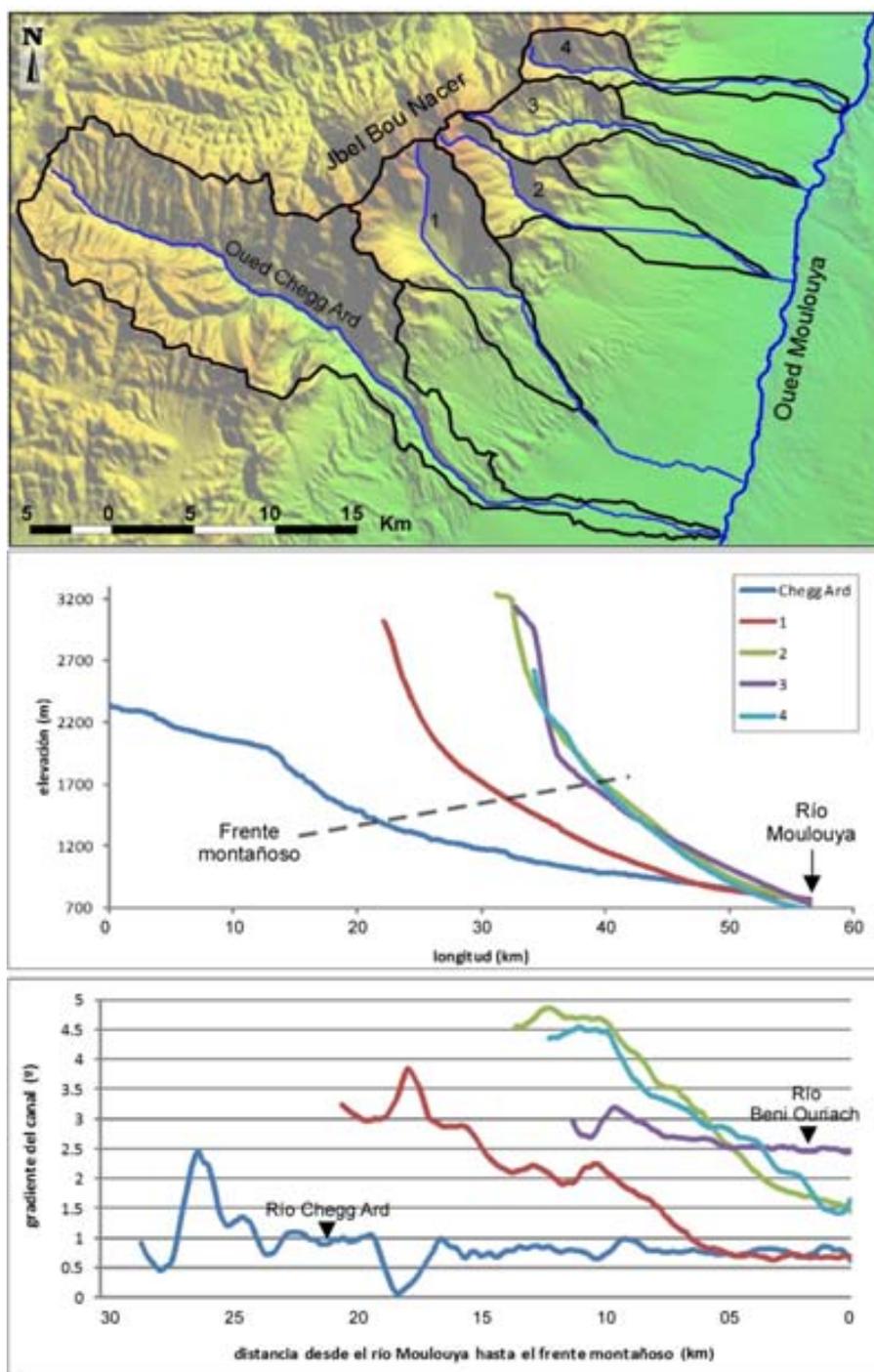


Fig. 2.2.14. Arriba, un mapa detallado de las cuencas de los cauces que drenan el Macizo del Jebel Bou Naceur hacia la cuenca de Missouri. Los números indican el nombre de los ríos al E del Chegg Ard: 1) Bathat Al Orjane; 2) Taouchguelt Sshr; 3) Beni Ouriach; 4) Taouzalt. En el centro, los perfiles longitudinales de estos cauces desde su cabecera hasta la confluencia con el río Moulouya. Abajo, un gráfico donde se muestra la variación del gradiente de estos mismos cauces en su curso dentro de la cuenca de Missouri (desde la confluencia con el río Moulouya hasta el frente montañoso). Cada valor de gradiente corresponde a un píxel (90x90), pero ha sido calculado por tramos de 1000 metros, es decir, calculando un promedio a partir del gradiente medido 500 metros aguas arriba y aguas abajo del píxel en cuestión.

Ajuste de los cauces menores al descenso del nivel de base

Los perfiles longitudinales de los ríos principales de la cuenca hidrográfica del río Moulouya muestran un *knickpoint* que ha sido interpretado como una evidencia del descenso del nivel de base que afecta a toda la red fluvial. Por tanto, el descenso del nivel de base también debería reflejarse en el perfil longitudinal de los ríos menores que drenan el margen SE del Jebel Bou Naceur. En este apartado se argumenta porqué estos ríos menores no presentan *knickpoints* destacables en sus perfiles longitudinales.

La dinámica de estos ríos está controlada por las fuertes pendientes en la zona montañosa que favorecen el aporte de grandes cantidades de sedimentos gruesos a los canales. Al llegar a la cuenca, los cauces pierden capacidad de transporte y agradan los sedimentos más gruesos en el piedemonte, reduciendo la capacidad de incisión del canal a largo plazo (p.e., Hunt et al., 1953 y Johnson et al., 2009). Este hecho genera un desajuste entre la tendencia de estos cauces a agradar sedimentos y el descenso del nivel de base en la red fluvial principal. Tal desajuste debe compensarse con otro mecanismo de erosión, en este caso la erosión remontante de los canales secundarios.

Tal como muestran Delcaillau et al. (2008), las zonas distales de los abanicos aluviales están intensamente afectadas por torrentes secundarios en erosión remontante que amenazan con interceptar el canal activo (fig. 2.2.15). Además, la presencia de lóbulos de sedimentos recientes a los lados de los canales, generalmente poco encajados, sugieren que los canales activos son sucesivamente desviados hacia los torrentes secundarios, donde descargan los sedimentos transportados formando un nuevo lóbulo situado a una elevación ligeramente inferior al anterior. Este proceso es similar a las capturas fluviales descritas en la cuenca de Ouarzazate (capítulo 1.2 de esta tesis), pero en este caso los canales secundarios en erosión remontante no llegan a desarrollar pedimentos extensos.

La desviación o diversión del canal activo ocurre principalmente en la zona más distal de los abanicos aluviales, aunque ocasionalmente puede afectar directamente a la zona apical de los abanicos. La consecuencia de una incisión mayor en las zonas distales que en las proximales es que los canales adquieren fuertes pendientes en el

tramo de cuenca (1-5º), de modo que se mantiene un importante desnivel en la distancia que separa el frente montañoso del río Moulouya. Por tanto, en estos cauces menores, el *knickpoint* relacionado con el descenso de nivel de base no se ha propagado aguas arriba, sino que está camuflado por el fuerte gradiente de los abanicos aluviales del piedemonte.

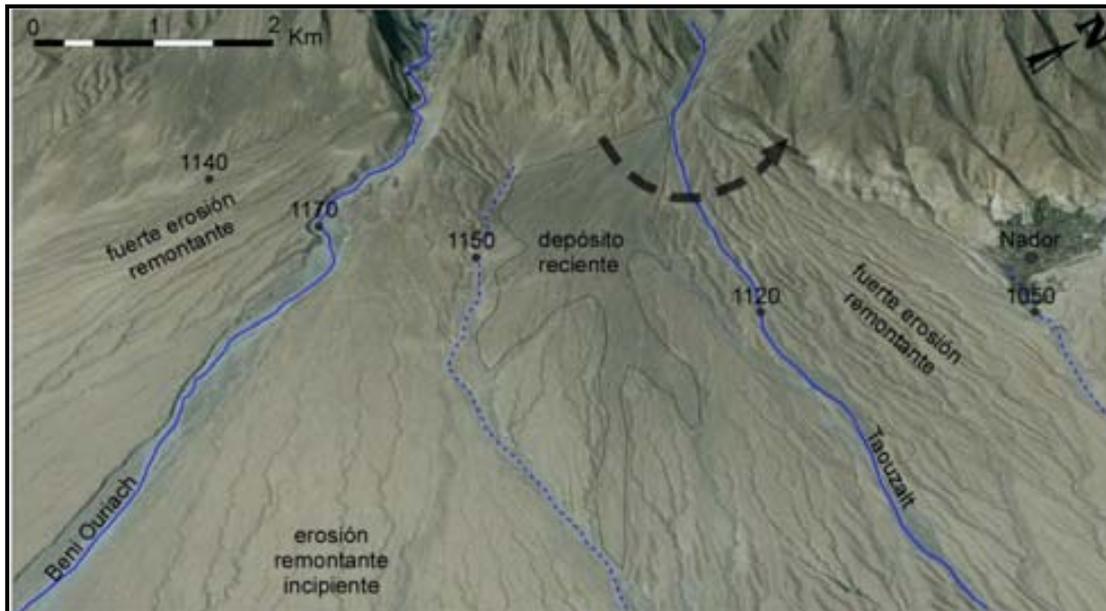


Fig. 2.2.15. Imagen de Google Earth en la que se aprecia la entrada a la cuenca de Missouri de los ríos Beni Ouriach y Taouzalt, y la zona alta de sus abanicos aluviales. Las líneas en azul discontinuo representan cauces que nacen en el piedemonte. Los torrentes en erosión remontante se observan con mayor o menor intensidad según la zona y algunos amenazan con desviar los canales activos. El río Beni Ouriach transcurre por un canal encajado. El lado oeste de su abanico aluvial presenta torrentes secundarios incididos, fruto de la erosión remontante, al lado este la erosión remontante es más incipiente. El río Taouzalt presenta un depósito reciente en su lado oeste y una fuerte erosión remontante en el lado este. La flecha en trazo discontinuo indica la tendencia en la movilidad de canal.

El papel de los sedimentos transportados en la formación del knickpoint que presenta el río Moulouya en el interior de la cuenca de Missouri

El río Moulouya transcurre con una pendiente bastante constante en todo su paso por la cuenca de Missouri, solo truncado por un *knickpoint* de dimensiones destacables (salto de 40 m aprox.) localizado justo en la confluencia con el tributario Beni Ouriach (fig. 2.2.16), en una zona sin variaciones litológicas remarcables ni estructuras tectónicas. A lo largo de 150 km aguas arriba de la confluencia entre el tributario Beni Ouriach y el río Moulouya, la pendiente promedio del río Moulouya se mantiene constante en 0.14° . El gradiente del río Moulouya disminuye a menos de 0.10 grados a lo largo de 2 km por encima de la confluencia y, justo por debajo, el gradiente aumenta nuevamente hasta 0.31° a lo largo de 7 km, generando un *knickpoint* en el perfil longitudinal. Aguas abajo, la pendiente promedio se mantiene en 0.17° a lo largo de 100 km. Por tanto, este *knickpoint* es, en realidad, una *knickzone*.

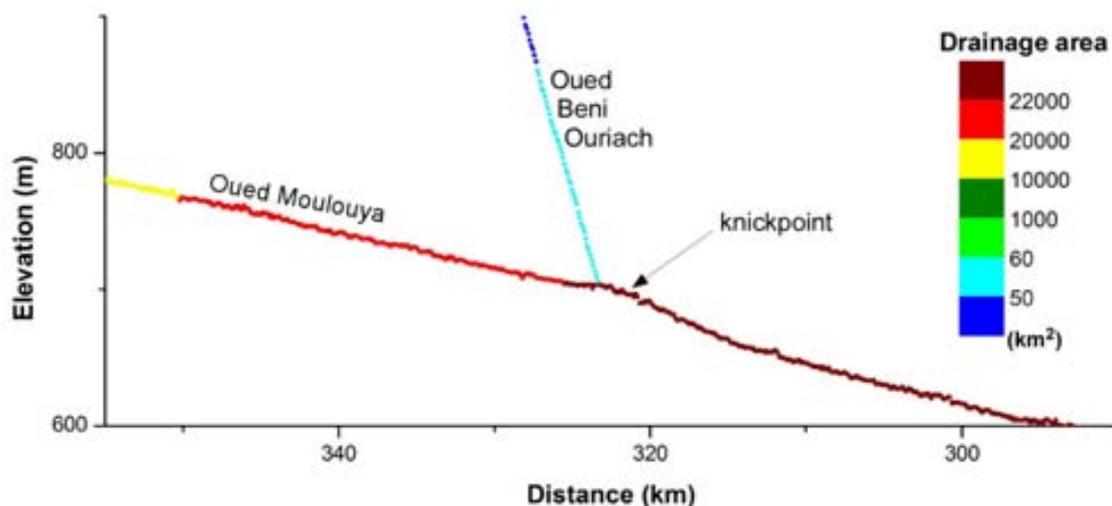


Fig. 2.2.16. Detalle del perfil longitudinal del río Moulouya en la confluencia con el tributario Beni Ouriach, en el interior de la cuenca de Missouri donde se ha formado un *knickpoint* que afecta el perfil del río Moulouya.

La cuenca del río Beni Ouriach presenta fuertes pendientes en la zona montañosa, cuya erosión aporta una gran cantidad de sedimentos gruesos al canal. Actualmente el

río transcurre a través de la cuenca por un canal ligeramente encajado en un potente abanico aluvial y con una pendiente superior a la de sus vecinos (fig. 2.2.14). Estas características permiten que en eventos de lluvias torrenciales, gran cantidad de sedimentos gruesos procedentes de las escarpadas laderas montañosas crucen la cuenca hasta el río Moulouya (fig. 2.2.17).



Fig. 2.2.17. Fotografía del canal activo del río Ben Ouriach a 10 km del frente montañoso y solo a 2.5 km de la confluencia con el río Moulouya. Se observan gravas y bloques, algunos de los cuales superan los 50 cm de diámetro.

¿Cómo se explica la presencia de un *knickpoint* en el perfil longitudinal del río Moulouya a su paso por la zona central de la cuenca de Missouri, sin contraste litológico alguno?

La propia ley de la erosión sostiene que la capacidad incisiva de un cauce incrementa en función del área de drenaje. La confluencia entre dos cauces produce un incremento en el área drenada en el cauce resultante que puede resultar en un incremento en la capacidad incisiva aguas abajo del punto de unión y en la formación de un *knickpoint*. Sin embargo, el área de drenaje del río Moulouya (20.700 km²) es

mucho mayor que la del Beni Ouriach (50 km²) en la confluencia, y el incremento de área drenada no representa ni el 1% en el aporte de caudal.

Los modelos teóricos más recientes sobre incisión fluvial predicen variaciones en la capacidad erosiva de los cauces según la relación entre el flujo de sedimentos transportados y su capacidad de transporte (Sklar y Dietrich, 1998; 2001; 2004; Gasparini et al., 2006) aunque por el momento no existen ejemplos documentados en el medio natural.

La hipótesis que propongo para explicar la formación de este knickpoint consiste en que la carga sedimentaria aportada por el tributario Beni Ouriach produce un cambio en la capacidad incisiva del río Moulouya, mediante dos mecanismos:

- 1) El río Moulouya es incapaz de transportar la fracción más gruesa de los sedimentos transportados por el río Beni Ouriach debido a la brusca disminución de pendiente (de 2.5° a 0.31°). Estos sedimentos tapizan el cauce del río Moulouya generando un escudo que inhibe la incisión (cover effect), evita la propagación del knickpoint aguas arriba, y provoca la disminución del gradiente del río Moulouya aguas arriba de la confluencia.
- 2) La fracción de sedimentos que puede ser transportada por el caudal del río Moulouya actúa como herramienta abrasiva (tools effect) aguas abajo de la confluencia, incremento la capacidad erosiva y la pendiente del río Moulouya.

El hecho de que en la confluencia entre ambos ríos no se observe una acumulación importante de sedimentos sugiere que la mayoría de ellos son transportados por el río Moulouya (con un gradiente inferior pero un área de drenaje mucho mayor) y actúan como herramientas erosivas, incrementando la erosión aguas abajo. Todo indica que se trata de un caso natural excepcional para el estudio del efecto de la variación en la cantidad de carga sedimentaria transportada sobre la capacidad de incisión de un río, demostrada mediante modelos numéricos por Sklar and Dietrich (1998, 2001, 2006) y Gasparini et al. (2006).

Conclusiones

El análisis de perfiles longitudinales de la red fluvial del área drenada por el río Moulouya muestra *knickpoints* de dimensiones destacables en el propio río Moulouya y en sus principales tributarios con áreas de drenaje superiores a 200 km². Los *knickpoints* se localizan tanto en los cauces situados en los márgenes tectónicamente activos (Jebel Bou Naceur), como en las zonas estables (*Hauts Plateaux*). La presencia sistemática de *knickzones* de dimensiones parecidas en la red fluvial del río Moulouya debe explicarse por un fenómeno a gran escala, posiblemente la reciente adaptación de la red de drenaje al descenso del nivel de base. Por tanto, se descarta el origen exclusivamente tectónico de los *knickpoints* del río Moulouya y Chegg Ard, en el margen medioatlásico, como otros autores habían postulado en estudios anteriores.

Las evidencias geomorfológicas presentadas en este estudio permiten deducir que, desde que el río Moulouya conectó con el Mediterráneo, la incisión se ha propagado aguas arriba por el río principal y por todos sus tributarios. La velocidad de propagación de los *knickpoints* se reduce drásticamente en contrastes litológicos y en los tramos altos de los ríos, donde la capacidad de incisión se ve afectada por la disminución del área drenada y por un lecho formado por materiales más duros. Las *knickzones* quedan preservadas e incrementan progresivamente su salto vertical en el punto en que disminuye la capacidad de incisión del cauce.

El gradiente anómalamente bajo en los tramos superiores de los ríos analizados es heredado de las antiguas condiciones de la cuenca, anteriores a la etapa de vaciado erosivo. La reconstrucción de varios paleoperfiles permite reconstruir la paleosuperficie de la cuenca endorreica, y por tanto, el espesor de sedimentos erosionados. El salto vertical de los *knickpoints* en los ríos que drenan los *Hauts Plateaux* indica que se han erosionado un mínimo de 500-600 metros de sedimentos en la zona central de las cuencas de Missouri y Guercif.

La reconstrucción de los paleoperfiles de los ríos que drenan el Jebel Bou Naceur hacia las cuencas de Missouri y Guercif muestran *knickpoints* con saltos de entre 800 y 1000 metros. Tal como ocurre en los ríos de los *Hauts Plateaux*, unos 500-600 metros de los

knickpoints en la zona montañosa deben explicarse por descenso del nivel de base, mientras que el resto, unos 400-500 metros en la zona central del Jebel Bou Naceur, y 200-300 en su margen Este, han sido producidos por las estructuras tectónicas que levantan el Jebel Bou Naceur respecto a la cuenca de Missouri.

El aspecto de relieve joven del frente montañoso del Jebel Bou Naceur en la cuenca de Missouri, con un escarpe recto, facetas triangulares, y un claro desarrollo reciente de los abanicos aluviales adosados al frente montañoso, que habían sido interpretados exclusivamente en términos del levantamiento tectónico (Delcaillau et al., 2008), están fuertemente influenciados por la erosión derivada del descenso del nivel de base. Por tanto, los procesos erosivos que han contribuido de manera destacable a modelar el relieve actual.

Los perfiles longitudinales de los tributarios menores (con áreas de drenaje <50 km²) que drenan el flanco Jebel Bou Nacer no presentan un gran *knickpoint*, característico de los tributarios principales. La inexistencia de *knickpoints* en estos cauces con áreas de drenaje más pequeñas y elevadas debe explicarse por su distinta adaptación al descenso del nivel de base. En estos cauces, la perturbación (*knickpoint*) que cabría esperar en el perfil longitudinal ha quedado camuflada por un continuo incremento de gradiente de los canales en el tramo de cuenca. La agradación de sedimentos en el piedemonte y la adaptación al descenso del nivel de base mediante diversión de canal en la zona distal del abanico dotan a estos ríos de fuertes gradientes.

A falta de un estudio más detallado, sugiero que el *knickpoint* que presenta el río Moulouya en la confluencia con el Beni Ouriach, en el interior de la cuenca de Missouri, tiene un origen completamente diferente a los anteriores y podría constituir un caso natural excepcional para el estudio del efecto de la variación en la cantidad de carga sedimentaria transportada sobre la capacidad de incisión de un río.

2.3. Tasas de deformación e incisión reciente en la cuenca de Missouri

Introducción

La cuenca sedimentaria de Missouri, actualmente drenada por el río Moulouya, está en erosión desde algún momento del Cuaternario temprano (Bouazza et al., 2009). Gran parte de la superficie de la mitad norte de la cuenca está cubierta por depósitos aluviales encajados formados por sedimentos gruesos procedentes de la erosión de las montañas del Medio Atlas. Las estructuras más frontales del frente sur del Medio Atlas, pliegues anticlinales y monoclinales formados por la propagación de cabalgamientos ciegos, afectan al interior de la cuenca, donde los sedimentos del relleno presentan distintos grados de deformación según su antigüedad. Estudios estructurales y geomorfológicos realizados previamente en la cuenca de Missouri ya han puesto de manifiesto la actividad tectónica reciente en esta zona (Laville et al., 2007; Delcaillau et al., 2008).

Sin embargo, este es el primer estudio sobre la evolución reciente de la tectónica y el paisaje de la cuenca de Missouri fundamentado en la geocronología de los depósitos cuaternarios de la cuenca de Missouri. Las dataciones han sido realizadas en el valle del río Chegg Ard, mediante el Isótopo cosmogénico ^{10}Be , y los depósitos datados han sido utilizados como marcadores para determinar las tasas recientes de incisión fluvial en distintas localidades a lo largo del valle.

Según lo argumentado en el capítulo anterior de esta tesis, la gran *knickzone* (1000 metros de salto vertical) localizada en el tramo montañoso del río Chegg Ard es fruto de la acumulación de eventos de levantamiento estructural (300-500 metros) y de la incisión en el tramo bajo del río causada por descenso general del nivel de base en la red fluvial principal desde que la cuenca tiene drenaje externo (500-600 metros). Por tanto, el descenso del nivel de base ha sido el mecanismo que más ha influenciado en la creación de la *knickzone* actual. En este contexto, este estudio trata de definir que mecanismo ha sido más activo durante un periodo más reciente. Las edades obtenidas proporcionan un marco geocronológico que, conjuntamente con la caracterización de las flexiones tectónicas, permiten definir que proporción de la incisión fluvial reciente

está causada por el descenso del nivel de base, y que parte está favorecida por el levantamiento estructural. Conjuntamente con el estudio geomorfológico del capítulo anterior, los nuevos datos aquí aportados permiten descifrar como fueron los primeros estadios de erosión de la cuenca de Missouri, y una mayor aproximación al momento de su apertura.

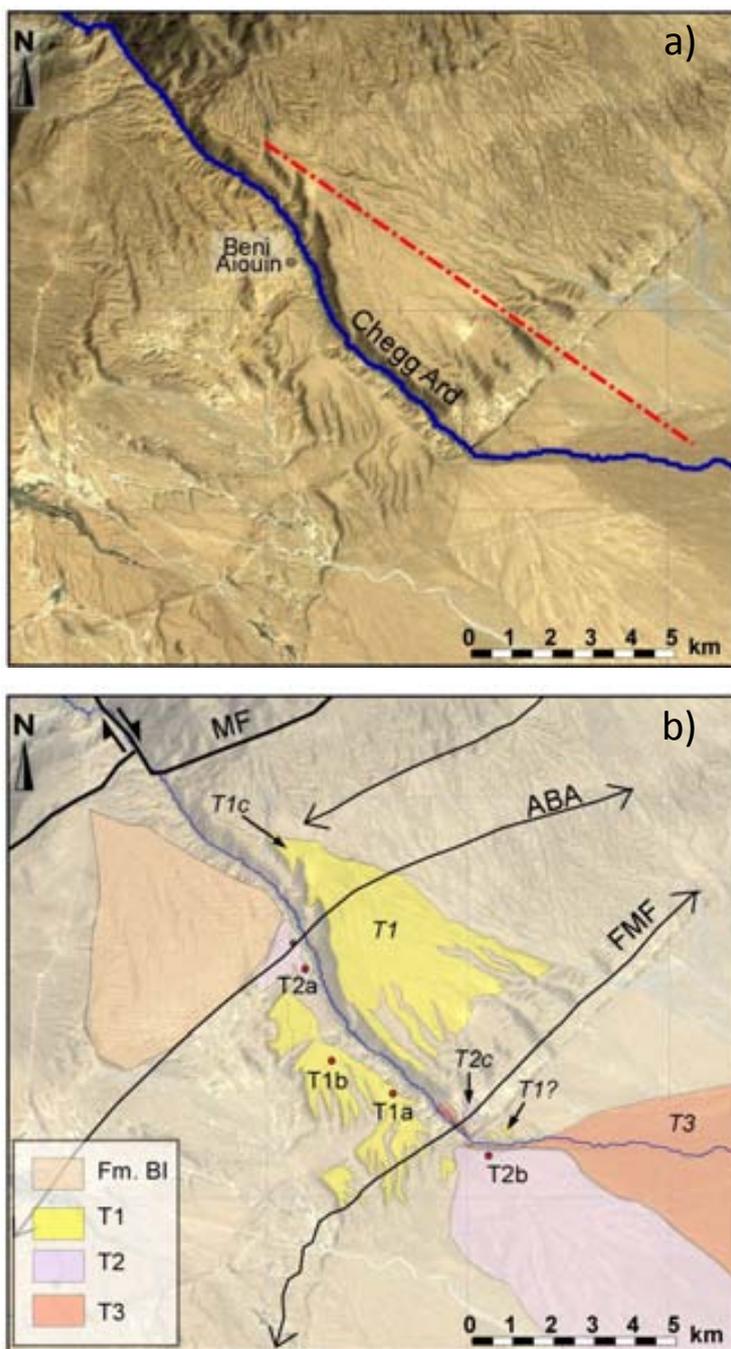


Fig. 2.3.1. El valle del río Chegg Ard (localización en la figura 2.1.5).

a) Imagen Landsat con el trazo del perfil topográfico de las figuras 2.3.3 y 2.3.11.

b) Interpretación de la imagen Landsat con la cartografía de las superficies cuaternarias, las estructuras tectónicas, y en rojo los puntos de muestreo para las dataciones (T1a, T1b, T2a, T2b). MF: frente montañoso del Medio Atlas, ABA: anticlinal de Beni Aioun, FMF: pliegue monoclinal frontal.

La zona de estudio: El valle del río Chegg Ard

El valle del río Chegg Ard ha sido elegido para este estudio por que presenta el mejor registro de depósitos aluviales encajados de edad cuaternaria de toda la cuenca de Missouri, y deformación por parte de las estructuras más frontales del Medio Atlas.

Estructuras tectónicas en el valle del río Chegg Ard

El frente montañoso del Medio Atlas, en el margen NW de la cuenca de Missouri, está cortado por una falla de desgarre (CAF en las fig. 2.1.5), que constituye el límite SW de la estructura pop-up que caracteriza el macizo del Bou Naceur (Laville et al. 2006). Ya en la cuenca, dos pliegues anticlinales de dirección SW-NE (fig. 2.3.1b), asociados a la propagación de fallas inversas bajo la cuenca (Delcaillau et al. 2007), afectan a los sedimentos Neógenos de la formación Bou Bou Irhardaiene, y flexionan la superficie de los sedimentos aluviales de edad cuaternaria.

La estructura frontal del Macizo del Bou Nacer es un pliegue monoclinial (FMF en la fig.2.3.1b) de orientación SW-NE y vergencia hacia el norte, con un flanco trasero casi horizontal y un flanco delantero con una inclinación de 45-60° (fig. 2.3.3), en el que los conglomerados de la formación Bou Irhardaien llegan a estar localmente invertidos. Los conglomerados, en posición subvertical, forman una cresta de unos 15 km en dirección SW-NE, paralela al frente montañoso. El núcleo de este pliegue está formado por lutitas y areniscas finas. Entre el frente montañoso y el pliegue monoclinial frontal, un pliegue anticlinal laxo al que llamamos anticlinal de Beni Aioun (ABA) por el pequeño pueblo construido en su núcleo, deforma levemente los sedimentos del relleno de la cuenca (fig. 2.3.3).

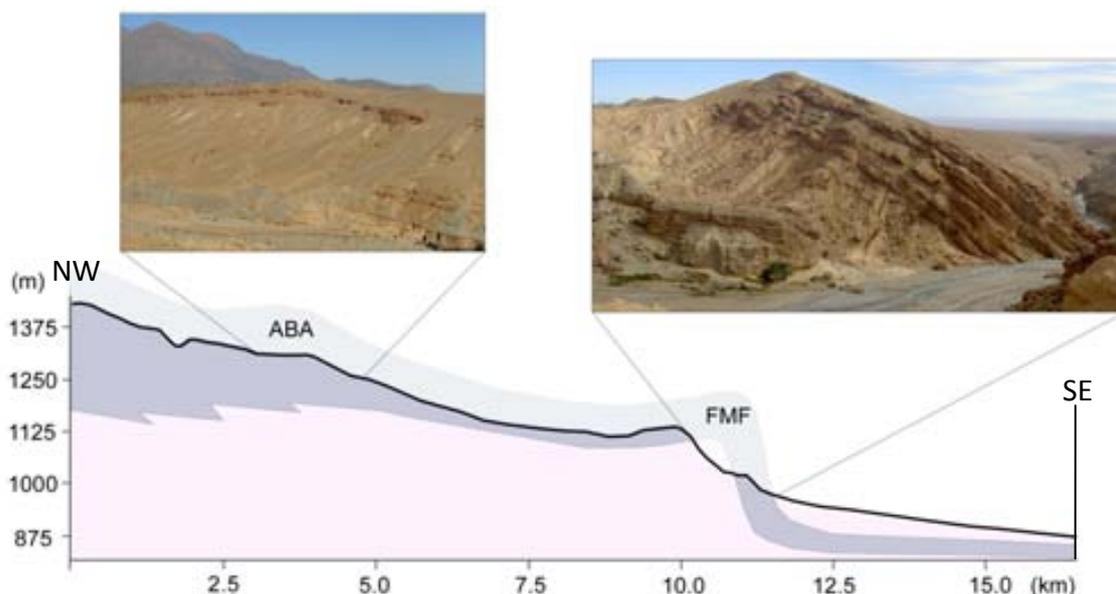


Fig. 2.3.3. Perfil de la superficie topográfica en el lado oriental del valle del Chegg Ard (localización en la figura 2.3.1). Los conglomerados de la formación Bou Irhardaien (en azul) sobre los materiales más finos (en rosa) y acuñándose hacia el SE.

Las fotografías corresponden a las dos estructuras tectónicas más destacables en el interior de la cuenca de Missouri y fueron tomadas desde el margen occidental del valle. Ambas estructuras afectan claramente a los sedimentos de la formación Bou Irhardaien, y producen flexiones en la superficie de los depósitos cuaternarios suprayacentes. En la fotografía de la izquierda se observa el anticlinal laxo de Beni Aioun (ABA), y en la de la derecha los conglomerados de la formación Bou Irhardaien fuertemente inclinados en el flanco delantero del pliegue monoclinal frontal (FMF).

Los depósitos aluviales datados en el valle del río Chegg Ard

El valle del río Chegg Ard (fig. 2.3.1) presenta el mayor encajamiento y el mejor registro de depósitos aluviales de edad cuaternaria de la cuenca de Missouri. En algunos puntos del valle pueden diferenciarse hasta cuatro niveles de depósitos fluviales cuaternarios, encajados y abandonados por el canal activo (fig. 2.3.4). Estos depósitos han sido denominados T1, T2, T3 y T4, siendo T1 el más antiguo y elevado, y T4 el más joven. En las imágenes de satélite (fig. 2.3.1), el valle del río Chegg Ard destaca por la presencia de tres abanicos aluviales, abandonados e incididos por el canal activo.



Fig. 2.3.4. a) Vista hacia el SE del abanico aluvial formado en el antepaís del pliegue monoclinial frontal. Se diferencian cuatro niveles de depósitos cuaternarios **b)** Vista hacia el NE, con el Jebel Boun Naceur al fondo, de los cuatro niveles de depósito cuaternarios en el núcleo del pliegue monoclinial frontal, unos 500 metros río arriba de la foto anterior.

El abanico aluvial situado a mayor elevación tiene su ápex en el frente montañoso, desde donde se expande hasta quedar completamente erosionado a pocos kilómetros en el interior de la cuenca, justo en el flanco trasero del anticlinal de Beni Aioun (fig. 2.3.1). A diferencia de los abanicos aluviales situados a menor elevación, este abanico está compuesto por conglomerados de la formación BI, y por tanto, se formó durante la etapa endorreica de la cuenca de Missouri. Actualmente su superficie muestra

evidencias de una fuerte erosión, con profundos canales formados por la incisión fluvial secundaria (fig. 2.3.1).

El segundo abanico (en amarillo en la fig. 2.3.1) se expande unos 12 kilómetros hacia la zona central de la cuenca, hasta quedar erosionado en el FMF. La superficie de este abanico está tapizada por el depósito cuaternario T1 (fig. 2.3.1) y es generalmente llana, con escasa incisión fluvial. El ápex de T1 está encajado en los conglomerados de piedemonte de la formación BI; sin embargo, aproximadamente desde el anticlinal de Beni Aioun hacia el SE, el abanico deja de estar encajado y aparece como una superficie elevada respecto a las zonas adyacentes.

El abanico más moderno se halla a menor elevación y nace en la intersección entre el FMF y el río Chegg Ard, expandiéndose hasta la desembocadura de éste en el Moulouya (fig. 2.3.1). Este abanico está formado por los depósitos T2b y T3.

Los niveles cuaternarios más antiguos (T1 y T2) han sido datados y se describen a continuación:

El depósito cuaternario T1

El depósito T1 es fácilmente reconocible en las imágenes de satélite por su notable extensión y la morfología de abanico aluvial abandonado, cuyo ápex se sitúa cerca del frente montañoso y se expande hasta desaparecer abruptamente en la estructura FMF (fig. 2.3.1). El río Chegg Ard está fuertemente incidido en T1, dividiéndolo por la mitad.

La superficie de T1 se encuentra deformada por el anticlinal de Beni Aioun en el margen oriental del río Chegg Ard, donde la elevación de T1 respecto al canal activo varía entre 185 y 135 metros en el lado levantado y deprimido de la flexión, respectivamente. El depósito T1 yace sobre los conglomerados de la formación BI, y ambos depósitos presentan una composición y aspecto bastante parecidos, por lo que resulta difícil reconocer el límite entre ambos en las zonas sin deformar (fig. 2.3.5a). En las zonas deformadas, los conglomerados de la formación BI están ligeramente más

deformados y una discordancia angular permite distinguir los dos depósitos (fig. 2.3.5b).

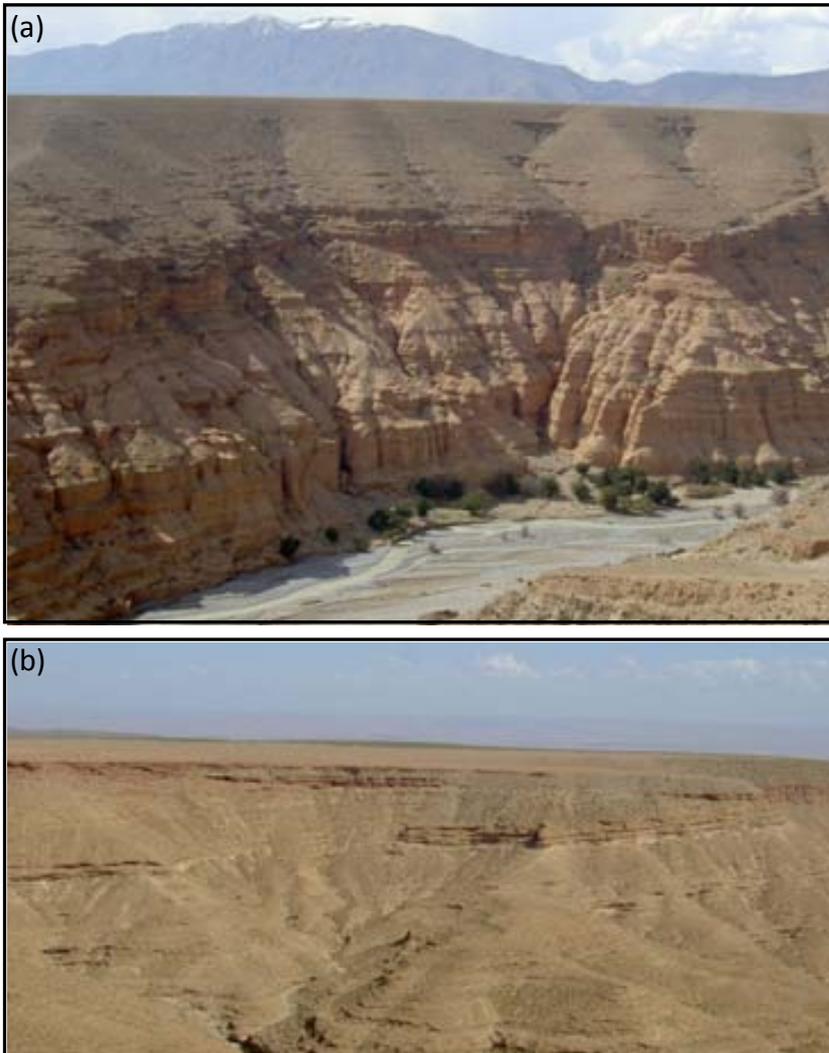


Fig. 2.3.5. a) Fotografía del margen occidental del río Chegg Ard entre el ABA y el FMF (localización T1b en la figura 2.3.1b). Se observan los sedimentos fluviales rojizos y los conglomerados del nivel superior de la formación Bou Irhardaien. Por encima, es difícil apreciar el contacto estratigráfico con el depósito aluvial T1 debido a la similitud entre ambos. En esta localización T1 se encuentra a 160 metros del canal activo. **b)** Fotografía del margen oriental del río Chegg Ard en el flanco trasero del anticlinal de Beni Aioun (localización T1c en la figura 2.3.1b), donde los conglomerados de la formación Bou Irhardaien tiene una gran potencia (>100 m) y buzan unos 10° hacia el Norte. El depósito T1 tiene aquí un espesor de 2-3 metros y se sitúa ligeramente discordante.

El espesor de T1 varía entre una fina capa de 1 metro (fig. 2.3.5b) a superar localmente los 5 metros (fig. 2.3.5a). En cuanto a la litología, el depósito T1 es un conglomerado formado generalmente por bloques, cuyo tamaño disminuye con la distancia al frente montañoso. Localmente se encuentran bloques con diámetros superiores a 50 centímetros dispuestos en forma de barras, típicas de un ambiente de deposición fuertemente energético y dominado por canales entrelazados (tipo braided). La composición de los clastos es mayormente carbonatada, lo que ha dotado al depósito de una fuerte cementación de grado V (según la clasificación de Gile et al., 1981).

La T1 parece totalmente erosionada en el área sin afectación por levantamiento, hacia el antepaís del FMF, donde cabría esperar su presencia en relieves o cerros testigo como ocurre en la cuenca de Ouarzazate (*gravel-capped ridges* en Pastor et al., 2012 y capítulo 1.2 de esta tesis). Sin embargo, existen unos pequeños depósitos cuaternarios adosados al flanco sur del pliegue monoclinal frontal y fuertemente basculados por éste (hasta 30°). Estos depósitos, que presentan un espesor muy modesto, han sido interpretados como remanentes de T1 ya que yacen a una altura ligeramente superior a la del depósito T2b (a unos 35-45 metros respecto al canal activo), y presentan cierta estratificación y estructuras internas que descartan que se trate de coluviones.

El depósito cuaternario T2

El depósito T2 presenta su máximo desarrollo formando un extenso lóbulo del abanico aluvial cuyo ápex se sitúa justo al sur del pliegue monoclinal frontal (fig. 2.3.1b). Evidencias geomorfológicas, como la incisión respecto al canal activo y el número de terrazas preservadas por debajo (T3 y T4 en figura 2.3.4) indican que la T2 también está localmente preservada en el núcleo de los pliegues FMF y ABA (superficies T2a y T2c). El depósito T2 tiene unas características similares al T1, aunque con un tamaño de clastos menor, que raramente superan los 20 centímetros de diámetro.

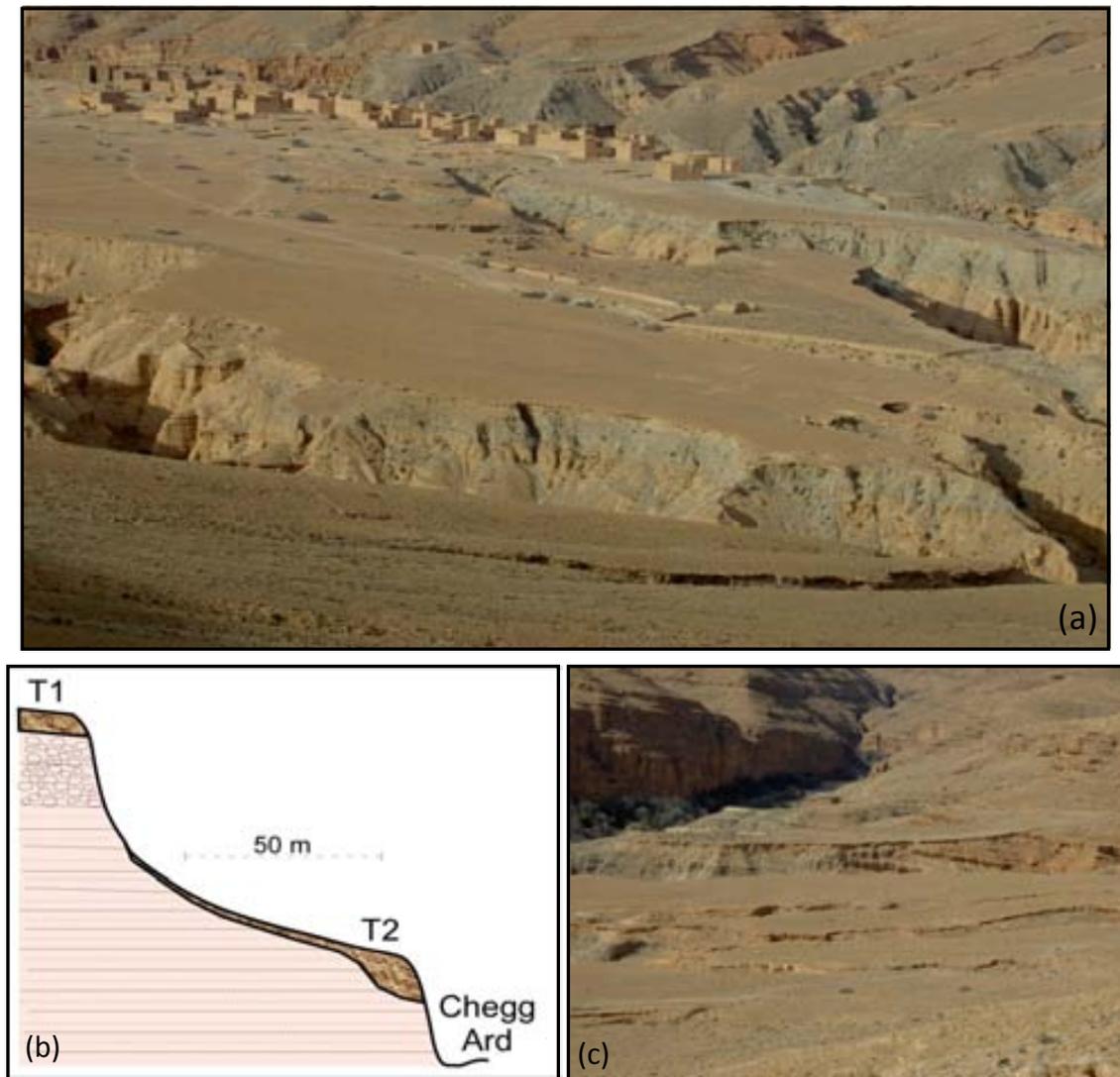


Fig. 2.3.6. a) Fotografía de la terraza fluvial T2 formada en el núcleo erosionado del anticlinal de Beni Aioun, en las inmediaciones del pueblo que le da nombre (localización T2a en la figura 2.3.1b). La superficie de esta terraza se sitúa a 53-58 metros por encima del canal activo y está muy incidida por torrentes tributarios del río principal. **b)** Esquema de la disposición de T2 a lo largo del valle del Chegg Ard, donde puede considerarse una 'strath terrace' con fuerte pendiente perpendicular al río y en discordancia erosiva sobre los sedimentos blandos de la formación Bou Irhardaien. **c)** Fotografía de la *strath terrace* T2 en el margen oriental del río. En la foto se observa una fina capa de tan solo 0.5 metros de espesor que yace en clara discordancia erosiva sobre los sedimentos de la formación Bou Irhardaien.

La superficie T2a está bien desarrollada en el núcleo del anticlinal de Beni Aioun, formando la llanura donde se halla el poblado que le da nombre (fig. 2.3.6a). Esta terraza se aposenta sobre materiales blandos del relleno de la cuenca, su área es de unos 0.6 km² y su espesor no supera los 2 metros en gran parte de su extensión. La

superficie de esta terraza es plana y presenta una cementación carbonatada de grado IV-V (según la clasificación de Gile et al., 1981). Destaca la presencia de estrechos torrentes tributarios del río Chegg Ard, fuertemente incididos en la T2a (fig. 2.3.6a).

Río abajo, la terraza T2a pasa a una estrecha *strath terrace* que puede seguirse localmente en ambos laterales del río Chegg Ard, pero su escasa extensión no permite que aparezca en la cartografía. Esta terraza presenta un fuerte gradiente perpendicular al canal activo (fig. 2.3.6 b y c) y un espesor entre 0.5 y 1.5 metros.

Al SE del pliegue monoclinial frontal, la superficie T2b representa el lóbulo más elevado del abanico fluvial más moderno desarrollado donde el río Chegg Ard cruza ortogonalmente el pliegue monoclinial frontal (fig. 2.3.1b). La T2b presenta aquí un grado de cementación carbonatada III-IV (según la clasificación de Gile et al., 1981). En el núcleo del FMF, a tan solo unos 300 metros aguas arriba del ápex del depósito T2b, la superficie T2c se encuentra bien preservada, con un espesor máximo de 5 metros. (fig. 2.3.6a).

Datación de las superficies

Las superficies T1 y T2 han sido datadas mediante el análisis del isótopo cosmogénico ^{10}Be . Los nucleidos cosmogénicos in-situ (TCN) son isótopos que se forman por interacción de los rayos cósmicos con el núcleo de los átomos de los minerales que forman las rocas. Cuando los rayos cósmicos altamente energéticos colisionan con los núcleos de los átomos presentes en la atmósfera generan una cascada de muones y neutrones de alta energía. La colisión de estas partículas con los núcleos de ciertos minerales presentes en la corteza terrestre causa la fragmentación de estos núcleos, dando lugar a la creación de nuevos nucleidos (cosmogénicos) en un proceso conocido como espalación. La concentración de estos nucleidos de nueva formación está, por tanto, directamente relacionada con el tiempo de exposición de la superficie en cuestión a la actividad de los rayos cósmicos. Cuanto más tiempo de exposición, mayor concentración del nucleido cosmogénico.

El isótopo ^{10}Be es el más utilizado en la datación de superficies de edad cuaternaria debido a su periodo de semi-desintegración (del orden de 10^6 años) y a su presencia en minerales abundantes en la corteza terrestre, como el cuarzo. El término *in situ* se utiliza para diferenciar éstos nucleidos de aquellos isótopos que la radiación cósmica produce al interaccionar con los gases atmosféricos. El nucleído cosmogénico ^{10}Be se produce en la atmósfera por reacciones de espalación en nitrógeno y oxígeno a un ritmo 10^3 veces más rápido que el ritmo medio de producción en rocas (Gosse and Phillips, 2001). El ^{10}Be atmosférico precipita eventualmente y puede ser absorbido por los minerales de las rocas en la superficie. En el caso del cuarzo, el ^{10}Be de origen meteórico se elimina en el laboratorio por medio de una secuencia de disoluciones que constituyen un tratamiento indispensable para todas las aplicaciones del ^{10}Be *in-situ* (Kohl and Nishiizumi, 1992).

Muestreo

En este estudio se han tomado muestras en las superficies de los depósitos aluviales cuaternarios en el valle del río Chegg Ard con el objetivo de determinar su edad de abandono a partir del isótopo cosmogénico (TCN) ^{10}Be . De los cuatro niveles reconocidos solamente se tomaron muestras en los dos más antiguos, T1 y T2, cada uno en dos localidades distintas. El motivo de desestimar la datación de los dos niveles más modernos (T3 y T4) radica, por una parte, en su escasa extensión, ya que es muy probable que el área llana entre las pendientes laterales haya recibido coluviones de las terrazas superiores, y por otra, se debe a la evidencia de que las superficies han sido alteradas por actividad antropogénica. Las superficies muestreadas son suficientemente extensas y se encuentran lejos de relieves cercanos que pudieran producir apantallamiento (fig. 2.3.2a).



Fig. 2.3.2. a) Fotografía de la superficie de T1a al oeste del valle del Chegg Ard, donde se realizó el muestreo para su datación. **b)** Fotografía de uno de los bloques muestreados afectado por la pátina del desierto.

El área fuente del río Chegg Ard es predominantemente carbonatada, de modo que las muestras tomadas fueron minuciosamente seleccionadas con el objetivo de que contuvieran la máxima proporción de elementos terrígenos, y de cuarzo. Las muestras utilizadas para la datación fueron bloques de calcarenitas de grano muy fino de tonalidades beige, y grises azulados, y areniscas rojizas también de grano muy fino (Tabla 2.3.1). Las muestras suelen mostrar un tono exterior oscuro debido a la pátina del desierto (p.e., fig. 2.3.2b).

Métodos de laboratorio

El tratamiento previo de las muestras para la separación del óxido de Be se llevó a cabo en el laboratorio de geocronología de la Universidad de Cincinnati, bajo la dirección del profesor Lewis Owen.

En primer lugar las muestras fueron trituradas y tamizadas para obtener unos 250 gramos de la fracción de grano de 250-500 micras. A continuación se separó el cuarzo del resto (mayormente carbonatado) siguiendo el método de Kohl & Nishiizumi (1992).

Tras añadir una cantidad conocida de ^9Be (carrier), el Be fue separado y purificado mediante intercambio iónico por cromatografía, y posteriormente precipitado a un pH > 7. Los hidróxidos de Berilio resultantes fueron oxidados por ignición en crisoles de cuarzo para obtener óxidos de berilio (BeO), que posteriormente fueron mezclados con Nb metálico y cargados en pequeños recipientes (targets). Finalmente estas muestras fueron analizadas para medir la proporción $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mediante espectrómetro de masas (AMS) en el Lawrence Livermore National Laboratory (USA).

Método para determinar la edad de abandono

La proporción isotópica $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ medida fue comparada con los valores estándar usando un periodo de semi-desintegración de 1.35×10^6 años (Kohl & Nishiizumi, 1992) y convertida a concentración de ^{10}Be de origen cosmogénico a partir del total de ^{10}Be y del peso de la muestra.

La cantidad de ^{10}Be de origen cosmogénico contenida en una muestra permite obtener la edad de exposición en condiciones de erosión cero. Esa edad se calcula a partir del ritmo de producción de ^{10}Be , que varía según la altitud y la latitud. Hoy en día, aún existen controversias sobre cuál es el mejor método para estimar el ritmo de producción de ^{10}Be y calcular las edades de exposición (p.e., Pigati y Lifton, 2004; Staiger et al., 2007; Balco et al., 2008). Según el modelo utilizado podemos obtener edades hasta un 20% distintas (ver Balco et al., 2008). En nuestro caso, utilizamos el ritmo de producción de ^{10}Be determinado para el norte de Africa en 4.98 átomos/gramos de cuarzo (según Stone, 2000), y aplicando los factores de escalado de Lal (1991) y Stone (2000), usando el programa *CRONUS Earth 2 calculator* (Balco et al., 2008) disponible en internet:

<http://hess.ess.washington.edu/math/>.

Existen otros problemas para determinar las edades de exposición y es importante discutirlos antes de asignar las edades a cada superficie. Es el caso de la herencia que pueden tener algunas de las muestras, es decir, una proporción de ^{10}Be derivada de la

exposición en una localización previa (Anderson et al., 1996; Hancock et al., 1999). El procedimiento de recoger varias muestras en una misma localidad permite desestimar las edades que sobresalen del patrón común y ayuda a reconocer la herencia contenida en algunas muestras.

Sample name	Geographic Data			Rock type	sample specific data			
	latitud	longitud	elevation		Thick	density	shield	erosion
M-908	33.221	3.528	1144	Fine-grained red sandstone	5	2.65	0	0
M-909	33.221	3.528	1140	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-910	33.221	3.528	1143	Fine beige sandstone	6	2.65	0	0
M-911	33.221	3.528	1145	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-912	33.222	3.528	1147	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-913	33.222	3.528	1147	Grey sandstone	5	2.65	0	0
M-915	33.227	3.538	1208	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-916	33.227	3.539	1212	Fine-grained grey sandstone	6	2.65	0	0
M-917	33.227	3.539	1211	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-918	33.227	3.538	1209	Fine-grained grey sandstone	5	2.65	0	0
M-919	33.227	3.539	1214	Fine-grained grey sandstone	4	2.65	0	0
M-920	33.238	3.543	1134	Fine beige sandstone	6	2.65	0	0
M-921	33.238	3.543	1135	Beige sandstone	4	2.65	0	0
M-922	33.238	3.543	1135	Grey sandstone	6	2.65	0	0
M-923	33.238	3.543	1134	Fine-grained grey sandstone	7	2.65	0	0
M-924	33.238	3.543	1135	Fine-grained red sandstone	7	2.65	0	0
M-925	33.238	3.543	1134	Red sandstone	5	2.65	0	0
M-926	33.214	3.514	1018	Very fine grey sandstone	7	2.65	0	0
M-927	33.214	3.514	1021	Very fine grey sandstone	7	2.65	0	0
M-928	33.214	3.514	1022	Red sandstone	7	2.65	0	0
M-929	33.213	3.513	1016	Red sandstone	4	2.65	0	0
M-930	33.214	3.515	1021	Fine beige sandstone	5	2.65	0	0
M-932	33.214	3.512	1012	Fine-grained grey sandstone	6	2.65	0	0

Tabla 2.3.1. Datos de las muestras analizadas tomados durante la campaña de muestreo.

La erosión o exhumación de la superficie muestreada es otro problema a tener en cuenta, ya que puede causar que las muestras den edades anómalamente jóvenes. Para minimizar el error asociado a la erosión, el muestreo se realizó evitando las zonas de la superficie que muestran signos de erosión. Además, los depósitos cuaternarios de la cuenca de Missouri presentan un fuerte grado de cementación debido a la abundancia de la componente carbonatada de los clastos, dotando a las superficies

muestreadas de una mayor resistencia a la erosión. Los bloques muestreados no presentaban exfoliaciones y mantenían las formas redondeadas típicas de su ambiente de deposición, características que evidencian que el efecto de la erosión ha sido prácticamente nulo. Aunque no se puede descartar un mínimo de erosión en tiempos de exposición largos, esta debe de ser $>1\text{m/Ma}$, como se ha establecido en otras regiones con clima semiárido (Small et al., 1997; Zehfuss et al., 2001; Owen et al., 2006; Arboleya et al., 2008). Sin embargo, en este trabajo optamos por considerar que la erosión es negligible y las edades obtenidas son consideradas edades mínimas.

Sample Number	Surface	Thickness scaling factor	Production rate (muons) (atoms/g/yr)	[Be-10] atoms g^{-1} (10^5)	Exposure age (yr)	Internal uncertainty (yr)	External uncertainty (yr)
M-908	T1a	0.9590	0.259	9.4 ± 0.4	475811	11593	48075
M-909	T1a	0.9590	0.259	35.3 ± 1.1	433889	14970	44669
M-910	T1a	0.9590	0.259	35.3 ± 0.9	432719	12805	43870
M-911	T1a	0.9590	0.259	46.6 ± 1.3	592965	18981	62882
M-912	T1a	0.9590	0.259	35.7 ± 1.1	437075	15069	45026
M-913	T1a	0.9590	0.259	36.5 ± 1.2	448742	16135	46578
M-915	T1b	0.9590	0.264	39.4 ± 1.1	465220	14592	47775
M-916	T1b	0.9510	0.264	36.5 ± 0.9	429049	12411	43377
M-917	T1b	0.9590	0.264	34.6 ± 0.8	476275	13000	48483
M-918	T1b	0.9590	0.264	31.7 ± 1.0	365389	12486	36991
M-919	T1b	0.9670	0.265	45.2 ± 1.5	536391	20483	57224
M-920	T2a	0.9510	0.258	4.6 ± 0.2	52054	2732	5333
M-921	T2a	0.9670	0.259	7.4 ± 0.2	82703	1956	7590
M-922	T2a	0.9510	0.258	5.2 ± 0.3	58624	2987	5969
M-923	T2a	0.9432	0.257	6.0 ± 0.3	68710	3286	6904
M-924	T2a	0.9432	0.257	7.0 ± 0.6	80734	6495	9664
M-925	T2a	0.9590	0.258	4.6 ± 1.1	51264	12250	13054
M-926	T2b	0.9432	0.248	38.4 ± 0.8	370721	17639	39530
M-927	T2b	0.9432	0.248	23.7 ± 1.0	117850	4547	11483
M-928	T2b	0.9432	0.248	4.9 ± 0.2	61146	2507	5947
M-929	T2b	0.9670	0.249	1.9 ± 0.1	22362	1104	2244
M-930	T2b	0.9590	0.249	7.0 ± 0.3	85835	3398	8341
M-932	T2b	0.9510	0.248	1.9 ± 0.2	23884	1974	2872

Tabla 2.3.2. Factores de escalado para el cálculo de las edades que se realizó utilizando el método de Balco et al. 2008) y Dunai (2001) mediante el programa *CRONUS Earth 2 calculator*. Las tres columnas de la derecha corresponden a las edades de exposición obtenidas y sus errores asociados.

Edades obtenidas

La superficie de T1 ha sido datada a partir de un total de 11 muestras tomadas en dos puntos de muestreo (T1a y T1b en la figura 2.3.1b) y los resultados se muestran en la Tabla 2.3.2. Las edades medidas en las diferentes muestras se encuentran entre 432–593 ka y 365–536 ka, mientras que la mayor parte de las edades (área rosada en la fig. 2.3.7a) se agrupan entre 432–476 ka (5 muestras) y 429–476 ka (3 muestras), respectivamente. Por tanto, la edad mínima resultante basada en 8 muestras representativas es de **429–476 ka**.

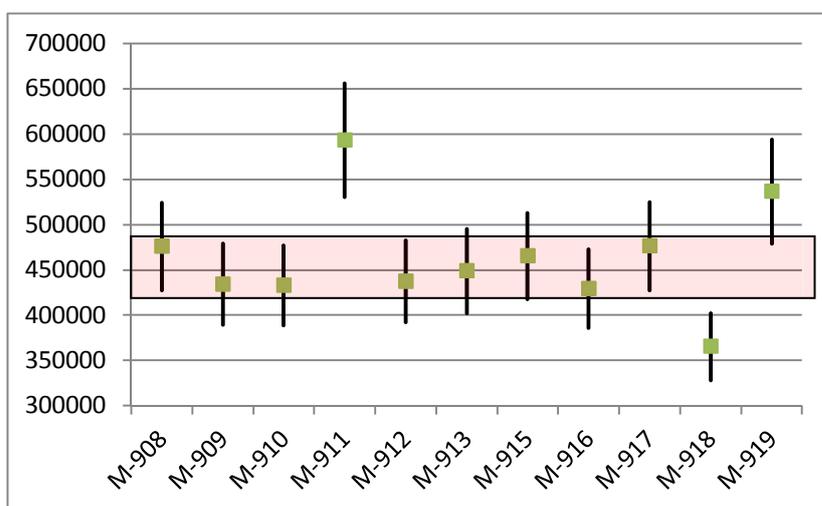


Fig. 2.3.7a. Edades obtenidas en las muestras analizadas en los puntos de muestreo T1a y T1b. Estos datos indican que la edad más favorable para la superficie T1 son 429-476 ka.

La superficie de T2 ha sido datada en los puntos de muestreo T2a y T2b (figura 2.3.1b) a partir de un total de 12 muestras, seis en cada localización. Los resultados se muestran en la Tabla 2.3.1. Las edades obtenidas para T2a varían entre 51–83 ka, mientras que en T2b el rango de edades aún mayor, entre 21 y 312 ka. La disparidad de edades parece indicar que las dos muestras con edades más viejas contienen herencia de un estadio anterior, de hecho en la localidad T2b se han encontrado clastos de conglomerado pertenecientes a depósitos fluviales más antiguos, correspondientes al Plioceno o a la terraza T1.

Las edades medidas en las muestras tomadas en los puntos de muestreo T2a y T2b aparecen juntas en la figura 2.3.7b, donde pueden diferenciarse tres tendencias bien definidas:

- 1) entre 22-24 ka basado en 2 muestras.
- 2) entre 51-61 ka basado en 4 muestras.
- 3) entre 81-86 ka basado en 3 muestras.

La estadística, por sí sola, no permite discernir cuál es la edad más favorable, y es necesario basarse en criterios geológicos para determinar la edad de abandono.

La edad de 81-86 ka coincide con un periodo de incisión en la mayoría de cuencas mediterráneas, tras un periodo de agradación generalizada ocurrido hace ≈ 88 ka según Macklin et al. (2002). Con este criterio, se acepta la edad de **81-86 ka** para T2, como la aproximación más fiable para el cálculo de las tasas de deformación e incisión.

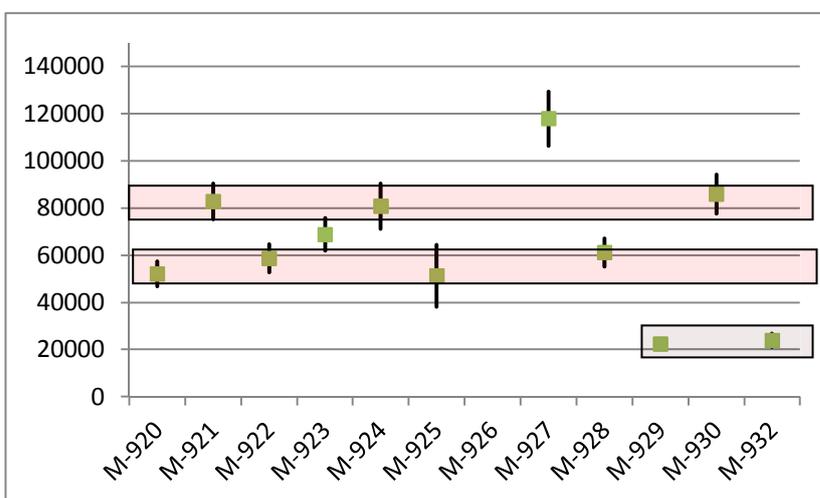


Fig. 2.3.7b. Edades obtenidas en las muestras analizadas en los puntos de muestreo T2a y T2b. Estos datos indican que la edad más favorable para la superficie T2 son 51-86 ka.

Interpretación y discusión

Los knickpoints en el perfil longitudinal del río Chegg Ard

En este estudio se ha analizado en detalle el perfil longitudinal del río Chegg Ard extraído del modelo de elevación digital SRTM_90 mediante el software ArcMap (fig. 2.3.8). La realización de este estudio viene precedida por el estudio de Delcaillau et al. (2008), en el que también se analiza el perfil longitudinal del río Chegg Ard y se propone un modelo de la evolución morfométrica del Jebel Bou Naceur. Estos autores sugieren la actividad simultánea de cuatro estructuras tectónicas en el flanco sur del Jebel Bou Naceur basándose en la presencia de *knickpoints* y en la disposición de los depósitos fluviales encajados. En este apartado argumentaré porqué discrepo en algunos aspectos del trabajo de Delcaillau et al. (2008).

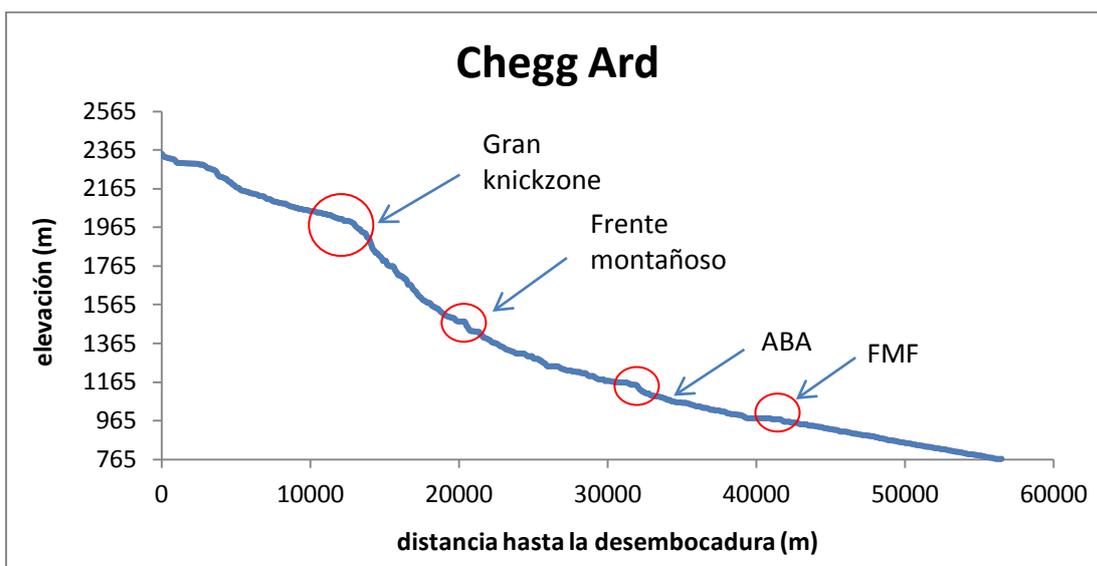


Fig. 2.3.8. Perfil longitudinal del río Chegg Ard desde su nacimiento hasta la confluencia con el río Moulouya. Marcados cuatro posibles *knickpoints*, todos ellos mencionados anteriormente por Delcaillau et al. (2008). La gran *knickzone* en el tramo montañoso genera una convexidad notable en el perfil. La localización de los tres *knickpoints* en el tramo bajo coincide bastante bien (aunque no exactamente) con las estructuras tectónicas del frente montañoso, el ABA y el FMF. Estos *knickpoints* no generan perturbaciones en la concavidad general del perfil longitudinal.

En primer lugar, Delcaillau et al. (2008) sugieren la presencia de tres *knickpoints* de origen tectónico en el tramo medio-bajo del río Chegg Ard debido a que su posición coincide aproximadamente con tres estructuras tectónicas: el frente montañoso, el anticlinal de Beni Aioun y el pliegue monoclinal frontal (fig. 2.3.8).

Mirando en detalle, resulta que la localización de estos *knickpoints* menores también coincide con tramos en que se produce una variación en la anchura del canal, quedando éste fuertemente encajado (p.e., fig. 2.3.9). Es importante remarcar que el DEM SRTM_90 tiene una resolución escasa en los tramos en que el río transcurre por un canal estrecho y encajado, pudiéndose alterar localmente el gradiente del perfil.

En mi opinión resulta difícil determinar si estas perturbaciones en el gradiente son realmente ocasionadas por estructuras tectónicas, o bien son deficiencias locales en la resolución del DEM utilizado para extraer el perfil longitudinal. Por tanto, los *knickpoints* que Delcaillau et al. (2008) proponen en el tramo inferior del río Chegg Ard no son, por si solos, indicadores de tectónica reciente.



Fig. 2.3.9. Imagen de Google Earth de un tramo de tres km del río Chegg Ard, aguas arriba del poblado de Beni Aioun (esquina inferior derecha). Aparecen marcados el trazado del ABA (símbolo de anticlinal) y la flexión en la base de los conglomerados de la formación BI (en discontinuo). En el centro de la imagen (un km aguas arriba del ABA), uno de los pequeños *knickpoints* coincide con un estrechamiento del canal. El ancho de canal pasa de tan solo 10 metros donde el río incide los conglomerados, a superar los 100 metros aguas abajo, donde el río transcurre sobre un lecho formado por sus propios cantos depositados sobre unos sedimentos más blandos (principalmente alternancias de arcillas, limos y areniscas).

Delcaillau et al. (2008) también reconocen un gran *knickpoint* (*knickzone*) en el tramo montañoso del perfil longitudinal del río Chegg Ard (fig. 2.3.8), y sugieren que ha sido formada por la reciente actividad tectónica de un cabalgamiento fuera de secuencia (estructura 'f1' en la figura 2.3.10).

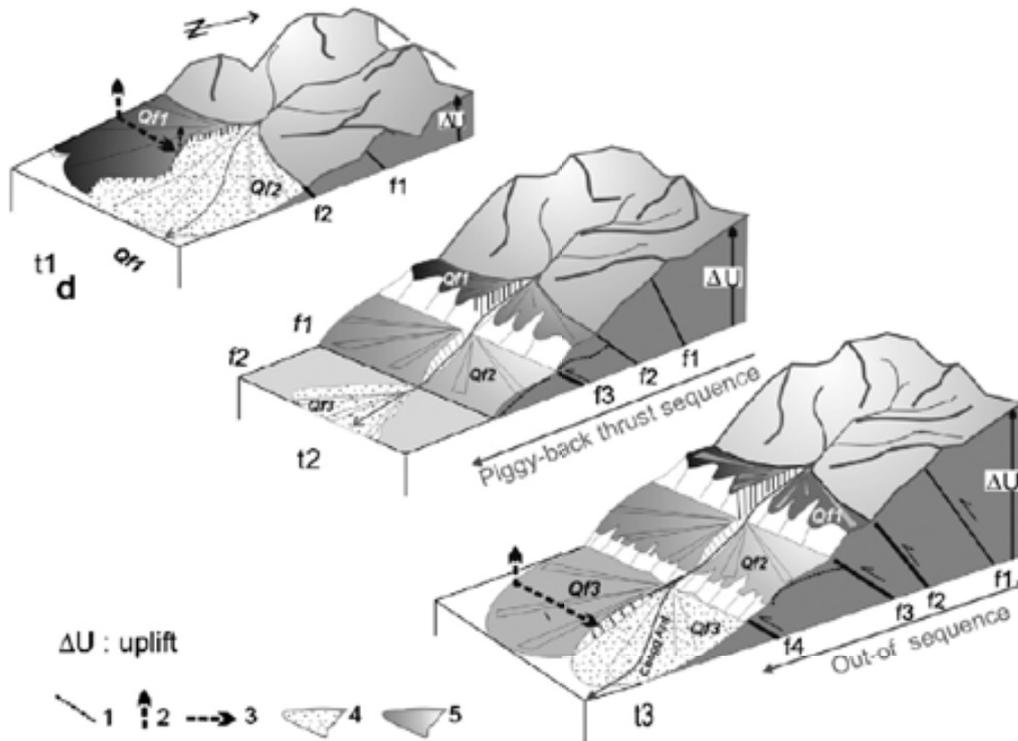


Fig. 2.3.10. Esquema de la propagación de la deformación en el área del Bou Naceur y su antepaís, según Delcaillau et al. (2008). El depósito 'Qf1', que no ha sido identificado como un depósito cuaternario en este trabajo, corresponde a una superficie de erosión en los conglomerados de la formación BI depositados antes de la apertura de la cuenca. El depósito 'Qf2' corresponde al depósito Q1 en este trabajo. Los depósitos Qf3 corresponden a Q2 y Q3 en este trabajo. La estructura 'f1' no ha sido localizada en este estudio, y la 'f2' corresponde al frente montañoso. Las estructuras 'f3' y 'f4' corresponden a los pliegues ABA y FMF, respectivamente.

Según lo expuesto en el capítulo anterior de esta tesis, la *knickzone* del río Chegg Ard genera un salto vertical de 1000 metros entre el tramo superior del río y la superficie actual de la cuenca de Missouri. La causa principal de la formación de esta *knickzone* no es el levantamiento estructural producido por una estructura tectónica en concreto, sino que se ha formado mediante dos mecanismos:

1) Unos 500-600 metros de salto son debidos a la incisión en el tramo bajo del río Chegg Ard derivada del descenso de nivel de base (incisión del río Moulouya).

2) Unos 300-500 metros de salto por el levantamiento relativo del Jebel Bou Naceur respecto la cuenca de Missouri.

Por tanto, la incisión fluvial y la erosión en la zona central de la cuenca han contribuido ampliamente a la formación de dicha *knickzone*, así como a la topografía deprimida de la cuenca y al aspecto joven del frente montañoso. Este hecho sugiere que gran parte del levantamiento tectónico (' ΔU ' en la figura 2.3.10) propuesto por Delcaillau et al. (2008) es aparente.

En contra del esquema de la figura 2.3.10 propuesto por Delcaillau et al. (2008), cabe decir que el depósito representado como 'Qf1' no es un abanico aluvial cuaternario sino una superficie de erosión en los conglomerados de la formación BI, y por tanto, no es una evidencia de actividad tectónica reciente en el frente montañoso. La actividad reciente de la estructura 'f1', deducida a partir de la localización actual de la *knickzone*, no ha podido ser demostrada, pues la *knickzone* puede haber sido generada por la estructuras más frontales y haber migrado hasta la posición actual, donde existe un contraste litológico (Charroud, 2002). La formación del depósito Qf2 (T1 en este trabajo) pudiera estar relacionada con el descenso del nivel de base en la red fluvial y el contraste litológico que supone el frente montañoso respecto la cuenca, sin actividad tectónica por parte de la estructura 'f2'. Finalmente, las estructuras 'f3' y 'f4' de la figura 2.3.10 corresponden a las fallas ciegas que forman los pliegues ABA y FMF, y en este caso, su actividad tectónica reciente sí queda evidenciada por la deformación registrada en los marcadores cuaternarios datados T1 y T2. Por tanto, en este estudio solo ha sido posible probar la actividad reciente de las dos estructuras más frontales.

Tasas de levantamiento estructural y del descenso del nivel de base

Los marcadores geomórficos datados permiten medir tasas de incisión de un río a partir de la elevación del marcador respecto al canal activo (p.e., Burbank y Anderson,

2001). En este trabajo, la elevación de los marcadores ha sido medida en el campo mediante un GPS no diferencial y un altímetro convencional. Tal como se realizó en el caso de la cuenca de Ouarzazate, las mediciones de campo se han contrastado con el DEM SRTM_90, cuya precisión es óptima cuando se miden superficies con un gradiente inferior al 10% (p.e., Gorokhovich et al., 2006). Por este motivo, el valor de elevación de cada marcador queda definido en un rango determinado por los valores obtenidos en varias mediciones realizadas mediante distintas herramientas.

Las estructuras tectónicas perpendiculares al valle del Chegg Ard son el anticlinal de Beni Aioun y el pliegue monoclinal frontal y ambas se manifiestan como flexiones en los marcadores datados T1 y T2. Es posible medir el salto vertical de una falla o flexión cuando el mismo marcador está preservado en ambos lados de esta. El salto vertical de una o varias flexiones corresponde al levantamiento estructural relativo de la superficie situada en el bloque superior respecto a la superficie situada en el bloque inferior. Para el cálculo de la separación vertical (levantamiento estructural) se asume que el gradiente deposicional del marcador es equivalente al gradiente actual del canal activo. De este modo, el levantamiento estructural producido por una estructura es igual a la diferencia de elevación (respecto al canal activo) del marcador a ambos lados de la estructura (entre el lado afectado por levantamiento y el que no lo está).

El río Moulouya, principal colector del drenaje de la cuenca de Missouri, actúa como nivel de base de sus ríos tributarios, como el Chegg Ard. Asumiendo que el gradiente del río Chegg Ard no ha variado significativamente durante el periodo estudiado, las tasas de incisión calculadas en su tramo inferior son equiparables a las del río Moulouya, y por extensión, serán equiparables a la tasa de erosión en la zona central de la cuenca. Por tanto, la incisión registrada en el tramo inferior del río Chegg Ard, que no está afectado por levantamiento tectónico, es atribuible al descenso del nivel de base que afecta la red de drenaje principal. Por otro lado, las tasas de incisión calculadas en el traspas de pliegue monoclinal frontal, que constituye la estructura frontal del Jebel Bou Naceur, corresponden a la suma de la incisión derivada del descenso relativo del nivel de base más la incisión favorecida por el levantamiento estructural producido por las estructuras más frontales del Jebel Bou Naceur.

La incisión del río Chegg Ard respecto a las superficies datadas T1 y T2 ha permitido medir las tasas de incisión en varios puntos a lo largo del valle del Chegg Ard (fig. 2.3.11). En este estudio se considera que las tasas calculadas a partir de las superficies T1 (429-476 ka) y T2 (81-86 ka) son valores a largo y corto plazo, respectivamente.

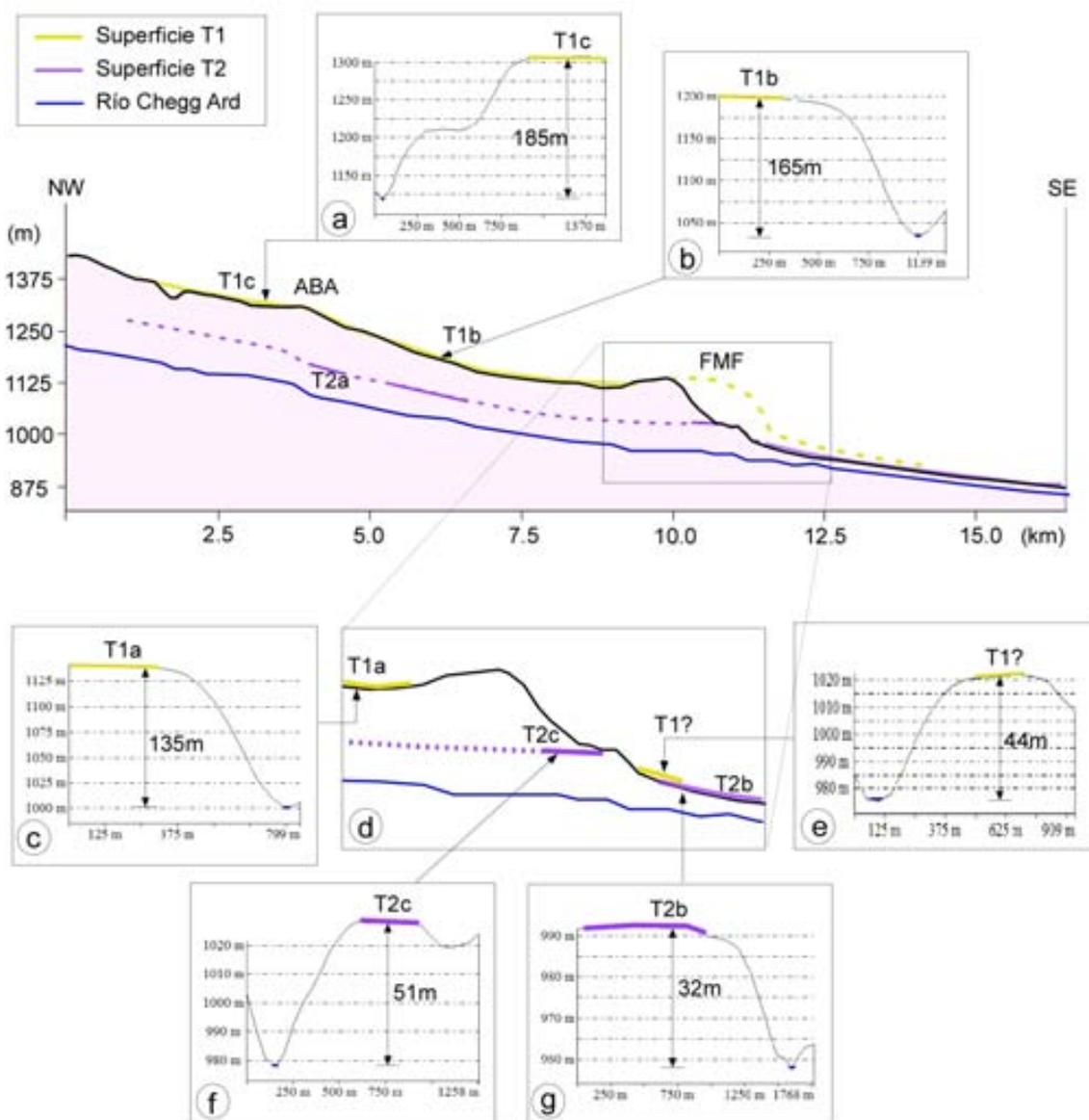


Fig. 2.3.11. Perfil topográfico NW-SE paralelo al río Chegg Ard (ver localización en la figura 2.3.1). Las superficies de T1 y T2, deformadas por los pliegues FMF y ABA, aparecen proyectadas en línea continua en los tramos donde están preservadas, y en discontinua donde no lo están. Los cuadros a, b, c, e, f y g son perfiles topográficos transversales que muestran el valor de la incisión de las superficies T1 y T2 en diversos lugares; d es un detalle del pliegue FMF mostrando la diferencia de incisión de T1 y T2 a ambos lados del mismo.

La superficie T2 no está preservada de forma continua a lo largo del valle ni sobre las estructuras tectónicas, pero se encuentra localmente preservada en algunas áreas donde se han podido medir las tasas de incisión considerando que la edad de este marcador es de 81-86 Ka. El punto de muestreo T2b es el único marcador datado situado en el antepaís del pliegue monoclinial frontal, en una zona no afectada por levantamiento estructural. La elevación de T2b respecto al canal activo es de 30 ± 4 metros (fig. 2.3.11g), equivalente a una tasa de incisión de 0.36 ± 0.06 mm/a durante los últimos 81-86 ka (Tabla 2.3.1).

El marcador T2c está situado en el núcleo del pliegue monoclinial frontal y a 51 ± 3 m de elevación respecto al canal activo, unos 21 ± 5 m por encima del marcador T2b. La diferencia de elevación respecto al canal activo de los marcadores T2b y T2c es equivalente al levantamiento generado por el pliegue monoclinial frontal desde el abandono de T2, que resulta en una tasa promedio de 0.25 ± 0.06 mm/a durante los últimos 81-86 ka. Considerando que la edad de T2 de de 81-86 Ka, la tasa de incisión calculada para el marcador T2c en 0.61 ± 0.05 mm/a (Tabla 2.3.1) corresponde a la suma de la incisión ocasionada por el descenso del nivel de base, calculada a partir de T2b en 0.36 ± 0.06 mm/a, más la incisión derivada del levantamiento estructural, calculada en 0.25 ± 0.06 mm/a.

El punto de muestreo T2a está situado en el núcleo del anticlinal de Beni Aioun a 55 ± 3 m de elevación respecto al canal activo, y por tanto, unos 5 metros más elevado que T2c. Es difícil determinar si esta pequeña diferencia corresponde al levantamiento estructural producido por el anticlinal de Beni Aioun, o si es debida a una disminución del gradiente del Chegg Ard desde el abandono de T2. En cualquier caso, el levantamiento estructural se ha producido a unos 0.3 mm/a durante los últimos 81-86 ka en la zona cercana al frente montañoso, y el salto vertical producido por la estructura más frontal (FMF) ha sido superior al producido por el ABA.

La superficie T1 permite calcular las tasas de incisión a más largo plazo (429-476 ka). La escasa preservación de la superficie atribuida a T1 en el antepaís del pliegue monoclinial frontal (T1? en la fig. 2.3.11d) no permite afinar su paleoelevación en la zona sin afectación por levantamiento estructural. Sin embargo, se asume que los

pequeños depósitos adosados al flanco delantero del FMF corresponden a restos de T1, y por tanto, que esta superficie debía encontrarse entre 40 y 70 metros por encima del canal activo actual antes de ser erosionada casi por completo. Por tanto, en la zona sin levantamiento tectónico, la tasa de incisión debida al descenso del nivel de base durante los últimos 429-476 ka es de 0.12 ± 0.04 mm/a (Tabla 2.3.1), claramente inferior a la registrada para el periodo más reciente, calculada en 0.36 ± 0.06 mm/a durante los últimos 81-86 ka.

Es posible medir la flexión que el anticlinal de Beni Aioun ha producido en la superficie T1 a partir de la diferencia en la elevación respecto al canal activo entre las localidades T1a y T1c, situadas a ambos lados del anticlinal. En el punto de muestreo T1a, la elevación respecto al canal activo es de 133 ± 3 metros (fig. 2.3.11c), mientras que en la localidad T1c, situada en el margen oriental del río Chegg Ard, cerca del frente montañoso, la elevación supera localmente los 185 metros (fig. 2.3.11a). Por tanto, se obtienen dos tasas de incisión bastante dispares: 0.29 ± 0.01 mm/a y 0.41 ± 0.01 mm/a (Tabla 2.3.1). La diferencia entre estas tasas de incisión corresponde al levantamiento producido por el anticlinal de Beni Aioun desde el abandono de la superficie T1, que se estima en 0.12 ± 0.01 mm/a durante los últimos 429-476 ka.

Nombre	muestreo	elevación (m)	edad (ka)	Incisión (mm/a)
T1a	si	133±3	429-476	0.29 (±0.01)
T1b	si	167±3	429-476	0.37 (±0.02)
T1c	no	185±5	429-476	0.41 (±0.01)
T2a	si	55±3	81-86	0.65 (±0.03)
T2b	si	30±4	81-86	0.36 (±0.06)
T2c	no	51±3	81-86	0.61 (±0.05)
T1?	no	40 - 70	429-476	0.12 (±0.04)

Tabla 2.3.1. Relación entre la incisión registrada en cada punto, la edad del marcador y la tasa de incisión resultante.

Si a la tasa de incisión medida a partir de la superficie T1c cerca del frente montañoso (0.41 ± 0.01 mm/a) le restamos la incisión debida al descenso del nivel de base durante este periodo (0.12 ± 0.04 mm/a), obtenemos una tasa de levantamiento tectónico relativo de unos 0.29 ± 0.04 mm/a durante los últimos 429-476 ka. Este levantamiento

ha sido producido por las dos estructuras tectónicas que emergen en la cuenca (ABA y FMF) a un ritmo promedio de 0.12 ± 0.01 y 0.17 ± 0.04 mm/a, respectivamente.

En resumen, los cálculos realizados muestran que las tasas de incisión relacionadas con el descenso del nivel de base son superiores en el periodo más reciente (0.36 ± 0.04 mm/a en los últimos 81-86 ka) que para el periodo de tiempo más largo (0.12 ± 0.04 mm/a en 429-476 ka). Esta variación temporal en la velocidad de incisión puede explicarse por un incremento reciente de la capacidad incisiva, posiblemente inducida por factores climáticos. Los abruptos *knickpoints* que presentan algunos cauces menores justo en su confluencia con el río Chegg Ard (fig. 2.3.12) confirman esta hipótesis. El valor más representativo es por tanto, el valor que abarca un período de tiempo más extenso. Si la tasa de incisión más reciente (0.36 ± 0.04 mm/a en 81-86 ka) se prolongara a largo plazo, cabría esperar una incisión mucho mayor en la T1, lo cual confirma que las tasas recientes no son representativas a largo plazo. El registro de una velocidad de incisión mayor en tiempos recientes suele ocurrir en este tipo de mediciones. En el río Madri de la cuenca de Ouarzazate por ejemplo, las tasas de incisión registradas en la zona central de la cuenca (sin levantamiento estructural) fueron de 0.36 mm/a, 0.50 mm/a y 2.7 mm/a durante los últimos 170, 98 y 10 ka, respectivamente (Arboleya et al., 2008).



Fig 2.3.12. Un *knickpoint* en la confluencia de un tributario con el río Chegg Ard. Durante el periodo reciente, el río Chegg Ard ha incidido unos 15 metros respecto la terraza inferior (T4), mientras que sus tributarios transversales apenas han incidido 1 metro, lo que ha creado espectaculares *knickpoints*.

En cuanto al levantamiento estructural, se observa que la actividad de las estructuras tectónicas frontales del Jebel Bou Naceur se ha mantenido bastante constante durante el periodo estudiado, con unas tasas de levantamiento relativo de 0.29 ± 0.04 y 0.25 ± 0.06 mm/a durante los últimos 429-476 y 81-86 ka, respectivamente. No obstante, se intuye un incremento en la actividad del FMF en detrimento del ABA durante el periodo más reciente puesto que las tasas de levantamiento deducidas para el FMF han pasado de 0.17 ± 0.03 mm/a (429-476 ka) a 0.25 ± 0.06 mm/a (81-86 ka). En este caso, el incremento podría ser debido a un desplazamiento del acortamiento tectónico hacia el antepaís causado por el vaciado de sedimentos en el área central de la cuenca, del mismo modo que se ha argumentado en Ouarzazate (en el capítulo 1.3 de esta tesis) Una descarga significativa de peso propiciada por el vaciado erosivo de la cuenca de Missouri puede modificar el equilibrio isostático, y con él, el campo de esfuerzos tectónicos, favoreciendo la migración de las estructuras más activas hacia el antepaís (Hetzl & Hampel 2005; Hampel et al., 2007, 2010; Turpeinen et al., 2008; Maniatis et al., 2009; Fernández-Ibáñez et al., 2010).

El vaciado de la cuenca del Moulouya

Las dataciones realizadas en el valle del Chegg Ard no permiten determinar por sí solas en qué momento el río Moulouya conectó con el Mediterráneo causando el inicio de la etapa erosiva en su cuenca de drenaje, ni tampoco llegar a conocer si el descenso del nivel de base ha sido progresivo o tuvo un inicio brusco. Sin embargo, en base a estas dataciones es posible deducir ciertos aspectos de la evolución reciente de la cuenca de Missouri, a partir de las tasas de incisión obtenidas y del perfil longitudinal del río Chegg Ard, que ha sido analizado en detalle en el capítulo anterior.

El tramo montañoso del río Chegg Ard presenta una gran *knickzone* con un salto vertical de 1000 metros (fig. 2.3.8). Gran parte del salto de esta *knickzone* está relacionada con la incisión preferencial en el tramo bajo del río, debida al descenso del nivel de base desde la abertura de la cuenca de Missouri al Mediterráneo. Antes de la

abertura del drenaje externo, la cuenca había estado cerrada y tenía cierta energía potencial acumulada para la erosión. La abertura del drenaje liberó esta energía provocando un periodo de rápido descenso del nivel de base y erosión de los sedimentos del relleno terciario de la cuenca. El descenso del nivel de base se propagó por el río Moulouya y sus tributarios en forma de un *knickpoint* que actualmente aún puede reconocerse en el tramo alto de la mayoría de cauces.

El ritmo de propagación de un *knickpoint* está directamente relacionado con la dureza del terreno y con la capacidad erosiva del cauce en cuestión, que a su vez es directamente proporcional a su descarga hidráulica. Por tanto, el *knickpoint* se propagó más rápidamente a través de los sedimentos blandos de la cuenca por el río Moulouya, con mayor potencial hídrico, que por los tributarios con áreas de drenaje menores que incidían los materiales más duros de las áreas adyacentes a la cuenca. Esta diferencia en la velocidad de propagación hace que el *knickpoint* se acumule, formando un gran salto vertical donde el cauce en cuestión ve reducida su capacidad incisiva, que normalmente coincide con un contraste litológico.

En el caso del río Chegg Ard, es posible que la velocidad de propagación del descenso del nivel de base fuera relativamente rápida en el tramo inferior a través de la cuenca, volviéndose mucho más lenta aguas arriba del frente montañoso, donde el río tiene menor área de drenaje y transcurre sobre unos materiales más duros. Por este motivo es probable que gran parte de la *knickzone* del Chegg Ard estuviese durante un periodo largo de tiempo en el frente montañoso.

Según lo argumentado en el capítulo anterior, la *knickzone* tiene 1000 metros de salto vertical, de los que unos 500-600 se deben al descenso general del nivel de base, mientras que el resto se debe a la actividad tectónica de las estructuras que levantan el Jebel Bou Naceur respecto a la cuenca de Missouri (ver figura 2.2.13). Estos valores sugieren que al menos la mitad del salto de la *knickzone* (500-600 metros) ha sido creado por descenso del nivel de base y que, por tanto, cabría esperar a largo plazo unas tasas de descenso del nivel de base superiores a las de levantamiento estructural.

Sin embargo, la tasa de incisión calculada en el tramo del valle del Chegg Ard cerca del frente montañoso en 0.41 ± 0.01 mm/a durante los últimos 429-476 ka es el resultado de la incisión debida al descenso general del nivel de base, estimada en 0.12 ± 0.04 mm/a, más la ocasionada por el levantamiento estructural, estimada en 0.29 ± 0.04 mm/a considerando únicamente las estructuras que emergen en el interior de la cuenca y desestimando la posible actividad de otras estructuras en la zona montañoso. Según estos valores, el mecanismo que más ha contribuido a formar la *knickzone* del río Chegg Ard durante los últimos 429-476 ka ha sido el levantamiento estructural, propiciando un 70% de los 185 metros de incisión fluvial registrada en el río Chegg Ard cerca del frente montañoso. La influencia del levantamiento estructural sobre la incisión fluvial en el valle del Chegg Ard queda reflejada en la disposición de los depósitos T1 y T2, que se encuentran encajados y perfectamente diferenciados en el tramo del valle afectado por levantamiento estructural, pero casi a la misma altura en la zona sin afectación por levantamiento (fig. 2.3.11d).

En resumen, el descenso del nivel de base es el mecanismo que más ha contribuido a la formación de la *knickzone* del río Chegg Ard (>50%) desde el inicio de la etapa erosiva, pero las tasas obtenidas para los últimos 429-476 ka indican que el 70% de la incisión reciente se debe al levantamiento estructural, y tan solo un 30% al descenso del nivel de base. Este desajuste puede interpretarse de dos modos: **1)** el levantamiento estructural ha incrementado en el periodo reciente, o **2)** el descenso del nivel de base fue más rápido durante los primeros estadios de erosión de la cuenca.

A continuación, expongo algunos argumentos coherentes con la segunda hipótesis:

- En base a criterios sedimentológicos, Bouazza et al. (2009) demuestran que la cuenca de Guercif no conectó con el Mediterráneo hasta el Cuaternario. Considerando que la tasa de incisión de la red fluvial principal en la cuenca de Missouri durante los últimos 429-476 ka ha sido calculada en 0.12 ± 0.04 mm/a, el río Moulouya habría tardado más de 3 Ma en erosionar los 500-600 metros de sedimentos de relleno Neógeno que faltan en la cuenca. Por tanto, se puede deducir que las tasas de incisión no han sido constantes, sino que fueron

necesariamente más rápidas en los primeros estadios de la etapa erosiva, previos a la etapa datada en este trabajo.

- Las tasas de levantamiento estructural relativo en la zona alta de la cuenca de Missouri han sido constantes durante los últimos 429-476 ka, con una velocidad promedio de unos 0.3 mm/a. Asumiendo que la gran *knickzone* del Chegg Ard se empezó a formar en el momento en que la cuenca dejó de ser endorreica (1 y 1.5 Ma según Bouazza et al., 2009) y extrapolando la tasa de levantamiento estructural en el tiempo, las estructuras frontales del Jebel Bou Naceur (en el valle del Chegg Ard) habrían tardado unos 1.5 Ma en generar los 500 metros de salto vertical que corresponden al levantamiento estructural.

La formación de los depósitos aluviales encajados T1 y T2

Los depósitos aluviales T1 y T2 representan periodos de agradación de sedimentos por parte del río Chegg Ard, es decir, paréntesis en el contexto incisivo dominante en la cuenca de Missouri desde su apertura al Mediterráneo. Delcaillau et al., (2008) relacionan la formación del depósito T2 con un incremento puntual en la actividad tectónica del FMF (fig. 2.3.10). Por otro lado, el periodo anterior al abandono de T2 coincide con un contexto climático, ocurrido hace ≈ 88 ka, que favoreció la agradación de sedimentos fluviales en varias cuencas de la zona mediterránea (Macklin et al., 2002).

El depósito T1 destaca por su extensión, y el gran tamaño de sus clastos denota un ambiente de deposición muy energético. Su formación debe relacionarse con alguna perturbación importante en el sistema fluvial del río Chegg Ard. Bouazza et al., (2009) relacionan la formación de unos depósitos aluviales situados a la salida de los cañones incididos por los ríos Moulouya y Za, en Beni Snassen y en la cadena de los Horts, con la captura de estos ríos. Del mismo modo, la formación de T1 podría relacionarse con la captura de la cuenca y con la propagación de un *knickpoint* por el río Chegg Ard.

La idea es que la captura del río Moulouya creó un *knickpoint* que se propagó aguas arriba por el mismo río Moulouya y sus tributarios, propagando a la vez un descenso

drástico del nivel de base. La velocidad de propagación es mayor sobre materiales blandos (relleno de las cuencas sedimentarias), y más lenta sobre sustratos más duros (zonas adyacentes). Este fenómeno explica que la mayoría de knickpoints actuales en la red fluvial del río Moulouya estén preservados en contrastes litológicos. Un *knickpoint* creado por descenso del nivel de base puede permanecer durante un tiempo en el frente montañoso, teniendo un efecto notable sobre la sedimentación en el piedemonte, parecido al del levantamiento tectónico. Con la lenta propagación del knickpoint por el tramo montañoso se incrementa la pendiente de las vertientes y el aporte de sedimentos gruesos al canal. En este contexto, la formación de T1 podría corresponder al paso del *knickpoint* generado tras la captura de la cuenca por el frente montañoso. Actualmente este *knickpoint* se encuentra unos 12 km aguas arriba del frente.

Conclusiones

Las dataciones realizadas en el valle del Chegg Ard proporcionan un marco geocronológico para estudiar la evolución reciente de la cuenca de Missouri. Este es el primer estudio que presenta edades de abandono de depósitos cuaternarios encajados en una cuenca de antepaís del Medio Atlas. Los depósitos aluviales datados (T1 y T2) tienen unas edades probables de abandono de 450 y 81-86 ka, respectivamente, y han sido utilizados como marcadores para obtener tasas de incisión fluvial y levantamiento estructural en el frente medioatlásico.

Las tasas de incisión medidas en el tramo bajo del río Chegg Ard que no está afectado por levantamiento estructural son equiparables a la del río Moulouya, y por tanto, al descenso del nivel de base regional. El descenso relativo del nivel de base durante los últimos 90-95 ky ha tenido lugar a una tasa de 0.36 ± 0.06 mm/a, mientras que, desde el abandono de T1, hace 429-476 ka, la tasa ha sido de 0.12 ± 0.04 mm/a. Tal como suele ocurrir en este tipo de mediciones (p.e., Arboleña et al., 2008; en la cuenca de Ouarzazate), las tasas de incisión medidas para el periodo más reciente son

superiores a las calculadas para un periodo de tiempo más largo. Esta variación en la velocidad de incisión debe explicarse por un incremento temporal en la capacidad incisiva posiblemente inducida por factores climáticos. El valor más representativo a largo plazo es el del periodo mayor.

Las estructuras más frontales del Jebel Bou Naceur emergen en el interior de la cuenca de Missouri. Se trata de pliegues de propagación de fallas ciegas que generan flexiones en los marcadores datados dando lugar a un levantamiento estructural del margen respecto a la zona central de la cuenca. Las tasas obtenidas indican que el levantamiento estructural ha sido bastante continuo durante los últimos 429-476 ka, a una velocidad promedio de 0.29 mm/a.

La deformación observada en los sedimentos pre-cuaternarios sugiere que el inicio de la actividad tectónica de las estructuras frontales es bastante reciente (posiblemente del Cuaternario temprano). La aparición reciente de nuevas estructuras en el frente SE del Jebel Bou Naceur podría estar relacionada con la erosión de un espesor importante de los sedimentos del relleno de la cuenca, ya que, tal como ocurre en otras zonas, el vaciado de sedimentos habría propiciado un desplazamiento de la tectónica hacia el antepaís, y la aparición de nuevas estructuras.

Este estudio permite una reconstrucción de la evolución reciente de la cuenca de Missouri, dominada por la incisión fluvial, la erosión y la actividad tectónica. Varias evidencias apuntan a que la red fluvial del área drenada por el río Moulouya sufrió un importante descenso del nivel de base en el momento de su conexión con el Mediterráneo. El descenso abrupto del nivel de base se propagó rápidamente aguas arriba por el río Moulouya y sus tributarios. Una parte importante de la erosión del relleno de la cuenca ocurrió durante este periodo. Tras la rápida incisión inicial, la tasa de incisión de la red fluvial principal se habría ralentizado hasta los valores calculados para los últimos 450 ka (0.12 ± 0.04 mm/a), posiblemente en equilibrio con el descenso del nivel de base debido al levantamiento regional.

El valor de incisión de 0.36 mm/a (81-86 ka) calculado en el río Chegg Ard de la cuenca de Missouri es equiparable al calculado en el río Madri de la cuenca de Ouarzazate,

estimado en 0.50 mm/a durante los últimos 98 ka (Arboleya et al., 2008; Pastor et al., 2013). Tal coincidencia puede significar que la incisión de la red de drenaje en ambas cuencas está controlada por factores similares. Los valores de levantamiento vertical relativo producido por las estructuras tectónicas más frontales del Alto Atlas respecto a la cuenca de Ouarzazate, y del Medio Atlas respecto a la cuenca de Missouri, también son equiparables en ambas localidades, variando entre 0.2 y 0.3 mm/a.



Conclusiones

Conclusiones

La elaboración de esta tesis ha resultado en un mayor conocimiento sobre la evolución, durante el Cuaternario, de dos cuencas de antepaís: la de Ouarzazate, situada al S del Alto Atlas, y la cuenca de Missouri, situada al SE del Medio Atlas.

Las conclusiones alcanzadas para cada una de las cuencas pueden agruparse en dos ámbitos: en primer lugar el relativo a los procesos erosivos que han modelado el paisaje de ambas cuencas desde que dejaron de ser endorreicas, centrado en el estudio de la dinámica de la red de drenaje y los mecanismos de formación de depósitos encajados en la cuenca de Ouarzazate, y el dedicado al estudio de la dinámica de erosión en la cuenca de Missouri desde la abertura del drenaje externo. En segundo lugar, el análisis de la deformación de las superficies cuaternarias, el levantamiento estructural relativo producido por las estructuras tectónicas que emergen en las cuencas, y la determinación de las tasas de deformación a partir del análisis de estas estructuras tectónicas.

Cuenca de Ouarzazate

La cuenca de Ouarzazate constituye la cuenca de antepaís meridional del Alto Atlas central. Se halla rellena por sedimentos paleógenos y neógenos (hasta el Mioceno superior) depositados en condiciones de cuenca endorreica, sobre los que se superpone un sistema de depósitos cuaternarios encajados formados durante la actual etapa erosiva. Las conclusiones alcanzadas son las siguientes:

La dinámica de la red fluvial

La red de drenaje transversal de la cuenca de Ouarzazate está compuesta por ríos principales que drenan el Alto Atlas hacia el sur, con áreas de drenaje del orden de 10^2 - 10^3 km², separados entre sí por cauces menores que drenan el piedemonte (la cuenca), con áreas de drenaje inferiores a 10^2 km². Algunos de los de cauces que solo drenan el

pedemonte se hallan más incididos y situados topográficamente por debajo de los ríos principales que drenan el Alto Atlas, a priori más energéticos. Esta disposición revela una modalidad de incisión fluvial poco común en la que carga sedimentaria de los cauces juega un papel fundamental (*cover effect*).

- Los cauces situados topográficamente por debajo de los ríos principales, con poca carga de sedimentos, expanden lateralmente sus áreas de drenaje, formando pedimentos erosivos deprimidos. Tales pedimentos en expansión lateral amenazan con capturar a cinco de los once ríos que conforman el drenaje transversal de la cuenca, que en general llevan una mayor carga de sedimentos y tienen menor poder de incisión.
- El patrón de encajamiento de los glaciares escalonados de la cuenca de Ouarzazate (extensos depósitos de gravas cubriendo antiguos pedimentos) sugiere que la formación de los glaciares está, en parte, controlada por capturas fluviales. En siete de los once ríos principales se han identificado catorce eventos de capturas fluviales ocurridas entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno.
- Cuando un cauce que drena el pedemonte captura a un río principal que drena la zona montañosa, el flujo de éste es desviado hacia un pedimento deprimido donde pierde drásticamente su capacidad de transporte y deja gran parte de su carga sedimentaria, formando un glaciar de acumulación. Por tanto, este mecanismo de formación de glaciares requiere la dinámica de erosión y transporte de dos cauces distintos.
- La formación de glaciares en la cuenca de Ouarzazate puede ocurrir por factores intrínsecos propios de cada sistema fluvial, y no exclusivamente por factores climáticos, como se propuso en trabajos anteriores. Las capturas de pedemonte pueden ser responsables de la formación de extensos depósitos de gravas encajados en cuencas sedimentarias en erosión.

Las tasas de deformación tectónica en el frente Subatlásico

Los resultados de este estudio han determinado las tasas de deformación tectónica por parte de las estructuras más frontales del frente Subatlásico, que emergen en la cuenca de antepaís de Ouarzazate y deforman su relleno sedimentario. El marco geocronológico a disposición en la cuenca de Ouarzazate, con dataciones tanto en la serie terciaria como en los depósitos cuaternarios, ha permitido calcular la velocidad de acortamiento acomodado por la estructura más meridional del frente subatlásico (AITF) desde el Mioceno y compararla con las tasas calculadas para el Pleistoceno superior.

- En la zona central de la cuenca, el cabalgamiento de Amekchoud-Imidir (AITF) y su anticlinal asociado empezaron su actividad hace al menos 14 Ma, en el Mioceno medio, y han acomodado acortamiento a una velocidad promedio de ~ 0.04 mm/a.
- La deformación tectónica por parte de la AITF ha continuado activa durante el Pleistoceno superior, a una velocidad de ~ 0.1 mm/a en los últimos ~ 250 ka.
- En la región occidental de la cuenca, el depósito Q1 (250-278 ka) del valle del río Izerki yace casi concordante sobre el lecho terciario levemente deformado, indicando que la actividad tectónica en esta región se inició recientemente, durante el Pleistoceno superior.
- Las estructuras del frente subatlásico que emergen en la cuenca de Ouarzazate han producido un levantamiento estructural relativo que afecta el tercio N de la cuenca respecto al S indeformado. La velocidad del levantamiento es del orden de 0.2 mm/a durante los últimos 250-278 ka, siendo ligeramente superior justo en la cresta del anticlinal de Amekchoud.
- Las tasas de acortamiento calculadas para la falla AITF a corto (~ 0.1 mm/a en ~ 250 ka) y largo plazo (~ 0.04 mm/a en 14 Ma) sugieren que la actividad tectónica de la AITF no ha sido continua en el tiempo, siendo mayor durante el Pleistoceno que en

promedio desde el Mioceno medio. Este incremento de la actividad tectónica de la AITF, y la aparición de nuevas estructuras frontales en el valle del Izerki, podrían ser evidencias de la migración de la actividad tectónica hacia el antepaís debida al vaciado de sedimentos de la cuenca de Ouarzazate desde que se encuentra en erosión.

- La tasa promedio de desplazamiento de la falla AITF durante los últimos ~100 ka ha sido del orden de 0.1 mm/a, pero no existen evidencias de deformación en la terraza más joven (~10 ky). Esto hecho sugiere que el desplazamiento no es continuo, sino que se producen eventos súbitos entre largos periodos de aparente inactividad. Considerando unas tasas de deformación de 0.1 mm/a, un periodo de recurrencia de 10 ka, y una fractura de 17 km de largo, la falla AITF sería capaz de generar terremotos de hasta $M_w \sim 6.5$.

La cuenca hidrográfica del río Moulouya y la cuenca de antepaís de Missouri

La cuenca de Missouri constituye la cuenca de antepaís SE del Medio Atlas, rellena por sedimentos Neógenos y Cuaternarios. Actualmente está en erosión desde que su drenaje principal, el río Moulouya, conectara con el Mediterráneo. Con respecto a la evolución reciente de esta cuenca, las conclusiones alcanzadas son las siguientes:

Análisis geomorfológico de la red fluvial del río Moulouya.

El análisis de perfiles longitudinales de la red fluvial de la cuenca hidrográfica del río Moulouya en la cuenca sedimentaria de Missouri muestra *knickzones* de dimensiones destacables en el propio río Moulouya y en sus principales tributarios con áreas de drenaje superiores a 200 km². Las *knickzones* se localizan en contrastes litológicos, tanto en los cauces situados en áreas tectónicamente activas como el Jebel Bou Naceur en el Medio Atlas, como en los bordes estables de la cuenca de Missouri, los *Hauts Plateaux*.

- La presencia sistemática de *knickzones* en la red fluvial del río Moulouya debe explicarse por un fenómeno a gran escala que se interpreta como la reciente adaptación de la red de drenaje a un descenso del nivel de base debido a la conexión del río Moulouya con el Mediterráneo ocurrida durante el Cuaternario temprano (Bouazza et al., 2009). Por tanto, se descarta el origen exclusivamente tectónico de los *knickpoints* de los ríos Moulouya y Chegg Ard, en el margen Medioatlásico, como se había propuesto en estudios anteriores.
- Los tramos superiores de los ríos analizados presentan un gradiente anómalamente bajo, heredado de las antiguas condiciones de la cuenca endorreica. La reconstrucción de los paleoríos permite estimar la paleosuperficie de la cuenca, y por tanto, el espesor de sedimentos erosionados a lo largo del área drenada por el río Moulouya. El salto vertical de los *knickpoints* en los ríos que drenan los *Hauts Plateaux* indica que se han erosionado un mínimo de 500-600 metros de espesor de sedimentos terciarios en la zona central de las cuencas de Missouri y Guercif.
- La reconstrucción de los paleoperfiles de los ríos que drenan el Jebel Bou Naceur (Medio Atlas) hacia las cuencas de Missouri y Guercif muestra *knickpoints* con saltos de entre 800 y 1000 metros. Tal como ocurre en los ríos de los *Hauts Plateaux*, unos 500-600 metros del salto de los *knickpoints* en la zona montañosa deben explicarse por descenso del nivel de base, mientras que el resto, entre 200 y 500 metros, han sido producidos por las estructuras tectónicas que levantan el Medio Atlas respecto a la cuenca de Missouri.
- Estudios anteriores habían interpretado el aspecto de relieve joven del frente montañoso del Jebel Bou Naceur en la cuenca de Missouri, con un escarpe recto, facetas triangulares, y un claro desarrollo reciente de los abanicos aluviales adosados al frente montañoso, como la consecuencia exclusiva del levantamiento

tectónico. En este estudio pongo de manifiesto la relevancia de los procesos erosivos en el modelado del relieve actual.

- El *knickpoint* que presenta el río Moulouya en el interior de la cuenca de Missouri (40 m de desnivel), cuya localización no coincide con estructuras tectónicas ni contraste litológico alguno, tiene un origen completamente diferente a los anteriormente mencionados. Este *knickpoint* está situado en la confluencia del río Moulouya con el tributario Beni Ouriach que aporta gran cantidad de sedimentos gruesos al canal del Moulouya. Las primeras observaciones indican que este *knickpoint* podría constituir un caso natural excepcional para el estudio del efecto de la variación en la cantidad de carga sedimentaria transportada sobre la capacidad de incisión de un río.

Tasas de levantamiento estructural en el frente Medioatlásico e incisión fluvial en la cuenca de antepaís de Missouri.

La datación mediante el nucleido cosmogénico ^{10}Be de dos niveles de terrazas y abanicos aluviales encajados en el valle del río Chegg Ard proporciona un marco geocronológico de la evolución de la cuenca de Missouri durante la etapa erosiva. Las estructuras más frontales del Medio Atlas aparecen en el interior de la cuenca de Missouri, frente al Jebel Bou Naceur. Se trata de pliegues de propagación asociados a cabalgamientos ciegos que generan flexiones en las superficies datadas y levantamiento estructural respecto a la zona central de la cuenca.

- Las edades de los dos niveles datados, denominados T1 y T2, son 429-476 y 81-86 ka, respectivamente.
- La tasa de incisión derivada del descenso del nivel de base en la red fluvial de la cuenca de Missouri, medida en la zona sin afectación por levantamiento estructural, ha sido de 0.36 ± 0.04 mm/a durante los últimos 81-86 ka, y de

0.12±0.04 mm/a desde hace 429-476 ka. Las tasas de incisión calculadas en la zona afectada por levantamiento, cerca del frente montañoso, han sido de 0.65±0.04 mm/a durante los últimos 90-95 ky, y de 0.41±0.01 mm/a desde hace 429-476 ka.

- A semejanza con lo que ocurre en la cuenca de Ouarzazate, las tasas de incisión medidas para el periodo más reciente son superiores a las calculadas para un periodo de tiempo más largo. Esta variación en la velocidad de incisión debe explicarse por un incremento temporal en la capacidad incisiva posiblemente inducida por factores climáticos. El valor más representativo es el del periodo más largo.
- La deformación registrada en los marcadores datados indica que levantamiento estructural ha sido bastante continuo durante los últimos 429-476 ka, actuando a una velocidad promedio de ~0.3 mm/a.
- La escasa deformación observada en los sedimentos pre-cuaternarios sugiere que el inicio de la actividad tectónica de las estructuras frontales es bastante reciente, posiblemente del Cuaternario temprano. La presencia de nuevas estructuras en el frente SE del Jbel Bou Naceur podría estar relacionada con la erosión de un espesor importante de sedimentos del relleno de la cuenca. Tal como ocurre en otras zonas, el vaciado de sedimentos habría propiciado una migración de las estructuras más activas hacia el antepaís.
- Las tasas de incisión y levantamiento estructural aportadas en este estudio permiten deducir que la incisión fluvial y erosión del relleno de la cuenca fue más rápido durante los primeros estadios erosivos. Tras este periodo, la tasa de incisión de la red fluvial principal se ralentizó hasta los valores medidos para los últimos 450 ka, en 0.12±0.04 mm/a, posiblemente en equilibrio con el descenso del nivel de base debido al levantamiento regional.

Comparación entre dos de las cuencas de antepaís subatlásicas:

Cuencas de Ouarzazate y Missouri.

Los estudios realizados en las cuencas de antepaís de Ouarzazate, al sur del Alto Atlas central, y de Missouri, al sur del Medio Atlas, permiten compararlas entre sí. El marco geocronológico, obtenido a partir de la datación de niveles de terrazas y abanicos aluviales encajados en ambas cuencas, proporciona información sobre la dinámica fluvial reciente, las tasas de incisión fluvial y de levantamiento estructural por parte de las estructuras tectónicas más frontales del frente sur del Alto y Medio Atlas.

Características morfoestructurales.

Se trata de dos cuencas de antepaís de dimensiones parecidas que tuvieron un desarrollo importante durante el Neógeno. Tras un largo periodo de acumulación de sedimentos en condiciones endorreicas, su drenaje se abrió al exterior y actualmente se encuentran en erosión. Las superficies de estas cuencas están cubiertas por niveles encajados de terrazas fluviales y abanicos aluviales de edad cuaternaria, formados por sedimentos gruesos depositados por los ríos que drenan las montañas adyacentes. Las estructuras más frontales del frente S del Alto y Medio Atlas emergen en el interior de las cuencas de antepaís estudiadas.

El papel del clima en la dinámica de los ríos y en la formación de terrazas o abanicos fluviales escalonados en estas cuencas

Contrariamente a lo inicialmente esperado, las edades en los niveles de terrazas y abanicos aluviales datados en ambas cuencas no coinciden entre sí. Por tanto, no es posible correlacionar tales edades con eventos climáticos que afectaron al norte de África, ni extrapolar las edades obtenidas hacia otros dominios. Sin embargo, tampoco se puede descartar el efecto climático sobre los ríos a un nivel más local.

Los cauces secundarios como agentes de erosión.

En cuanto a la dinámica fluvial en ambas cuencas, cabe destacar el papel de los cauces secundarios (cauces menores cuyas cabeceras están en el interior de la cuenca) como agentes de erosión. En la cuenca de Ouarzazate, la incisión y erosión de estos cauces secundarios que únicamente drenan la cuenca forma pedimentos deprimidos por debajo de los ríos principales, los cuales acaban siendo capturados y desviados. Un proceso parecido ocurre en los abanicos aluviales que conforman el piedemonte de la cuenca de Missouri, donde pequeños torrentes en erosión remontante desde las zonas más distales, interceptan los ríos que drenan el Jebel Bou Naceur, con área de drenaje $< 10^2 \text{ km}^2$, causando la desviación de sus canales activos. Tanto el proceso de capturas como el de diversión de canal son un mecanismo necesario para ajustar las tasas de incisión de los ríos que drenan las montañas con el descenso del nivel de base determinado por la incisión en el cauce colector principal de la cuenca: los ríos Draa y Moulouya, respectivamente.

Actividad tectónica reciente e incisión fluvial.

Los valores de levantamiento vertical relativo producido por las estructuras tectónicas más frontales del Alto Atlas respecto a la cuenca de Ouarzazate y las estructuras más frontales del Jebel Bou Naceur, en el Medio Atlas, respecto a la cuenca de Missouri, también son equiparables en ambas localidades, variando entre 0.2 y 0.3 mm/a. Estos valores indican que el acortamiento cortical ha continuado activo hasta tiempos recientes en el sistema atlásico. La reciente aparición de las estructuras más frontales (reconocido por un grado de deformación similar en los sedimentos terciarios y cuaternarios), junto con el incremento detectado en las tasas de deformación de estas estructuras no indican un incremento general de la tectónica en el periodo Cuaternario sino que ha sido interpretado como el efecto de la propagación de la deformación activa hacia el antepaís, debido a un cambio en el campo de esfuerzos (isostasia) causado por el vaciado erosivo de las cuencas.

Los valores de incisión fluvial medidos en la cuenca de Missouri (0.36 mm/a durante los últimos 81-86 ka) son equiparables a los medidos en la cuenca de Ouarzazate (~0.50

mm/a durante los últimos 98 ka, según Arboleya et al., 2008). Tal coincidencia puede significar que la incisión de la red de drenaje en ambas cuencas está controlada por factores similares, posiblemente derivados del estado isostático general en el norte de África.

Bibliografía

- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to present. *Tectonophysics Paleostresses and tectonics in the peri-Tethyan margins 357 (1-4)*, 187-205.
- Amos, C.B., Burbank, D.W., Nobes, D.C., Read, S.A.L., 2007. Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*. 112 (B3), B03S11.
- Anderson, R.S., Repka, J.L., Dick, G.S., 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology* 24 (1), 47-51.
- Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39 (3-5), 319-327.
- Arboleya, M.-L., Babault, J., Owen, L.A., Teixell, A., Finkel, R.C., 2008. Timing and nature of Quaternary fluvial incision in the Ouarzazate foreland basin, Morocco. *Journal of the Geological Society* 165 (6), 1059-1073.
- Avouac, J.-P., Peltzer, G., 1993. Active Tectonics in Southern Xinjiang, China: Analysis of Terrace Riser and Normal Fault Scarp Degradation Along the Hotan-Qira Fault System. *Journal of Geophysical Research*. 98 (B12), 21773-21807.
- Ayarza, P., Alvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, M.L., Teson, E., Julivert, M., Charroud, M., 2005. Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from geological and gravity data. *Tectonophysics* 400 (1-4), 67-84.
- Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L., Charroud, M., 2008. A Late Cenozoic age for long-wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 20 (2), 102-107.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3 (3), 174-195.
- Balestrieri, M.L., Moratti, G., Bigazzi, G., Algouti, A., 2009. Neogene exhumation of the Marrakech High Atlas (Morocco) recorded by apatite fission-track analysis. *Terra Nova* 21 (2), 75-82.
- Barbero, L., Teixell, A., Arboleya, M.-L., Rio, P.d., Reiners, P.W., Bougadir, B., 2007. Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova* 19 (1), 58-64.
- Barke, R., Lamb, S., 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 249 (3-4), 350-367.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* 18 (2), 163-184.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., 1996. Intracontinental Rifting and Inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80 (9), 1459-1482.

- Begin, Z.e.B., Meyer, D.F., Schumm, S.A., 1981. Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms* 6 (1), 49-68.
- Benammi, M., Arbi Toto, E., Chakiri, S., 2001. Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain : styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud On the differential structural styles and rates of shortening on the northern and southern bordering thrusts of the Moroccan Central Atlas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Serie IIA* 333 (4), 241-247.
- Benda, L., Dunne, T., 1997. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resour. Res.* 33 (12), 2865-2880.
- Benzaquen, M., 1965. Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. In: *Direction des Mines et de la Géologie, S.d.l.C.G. (Editor), Bureau d'Etudes des Bassins Sédimentaires, Rabat, 73 pp.*
- Bernini, M., Boccaletti, M., Gelatti, R., Moratti, G., Papani, G., El Mokhtari, J., 1999. Tectonics and sedimentation in the Taza-Guercif basin, northern Morocco: implications for the Neogene evolution of the Rif-Middle Atlas orogenic system. *Journal of Petroleum Geology* 22 (1), 115-128.
- Bernini, M., Boccaletti, M., Moratti, G., Papani, G., 2000. Structural development of the Taza-Guercif Basin as a constraint for the Middle Atlas Shear Zone tectonic evolution. *Marine and Petroleum Geology* 17 (3), 391-408.
- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography* 19 (4), 449-473.
- Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (3), 329-365.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D., Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (6), 767-778.
- Bouazza, A., Aït Brahim, L., Dugué, O., Laville, E., Delcaillau, B., Cattaneo, G., Charroud, M., de Luca, P., 2009. Changements Sédimentaires dans les Bassins Néogènes de Taourirt et Guercif (Maroc Oriental): Recherche de L'épisode D'érosion Messinienne. *European Journal of Scientific Research* 28 (3), 317-327.
- Bryant, K., 1926. The San Pedro valley, Arizona, and the geographical cycle. *Geological Society of America Bulletin* 37, 169-170.
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change.* Oxford Univ. Press, New York, NY.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature*, 379, 505-510.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology.* Blackwell Science, Malden, USA, 274 pp.
- Charroud, A., 2002. Evolution géodynamique des hauts plateaux (Maroc) et de leurs bordures du Mésozoïque au Cénozoïque. *Thesis 3è Cycle Thesis, Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fes, 314 pp.*
- Choubert, G., Faure-Muret, A. (Editors), 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire hors série, 1. Société Géologique de France, Paris, 447-514 pp.*

- Choubert, G., 1965. *Evolution de la connaissance du quaternaire au maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 25 (185), 9-27.
- Choubert, G., Ennadifi, Y., 1970. *Carte géologique du Maroc ,1:200 000; carte géologique de l'Anti-Atlas central et de la zone synclinale de Ouarzazate, Notes et mémoires n°. 138. Service Geologique du Maroc.*
- Choubert, M.G., 1964. *Carte géologique du Maroc, Service Géologique du Maroc Notes et Mémoires. Ministère de l'Énergie et des Mines Direction de la Géologie, Rabat, sheet NI-30-IX-2: Hassi el Ahmar.*
- Cook, K.L., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Hanks, T.C., 2009. *Rapid incision of the Colorado River in Glen Canyon – insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls. Earth Surface Processes and Landforms* 34 (7), 994-1010.
- Coque, R., 1960. *L'évolution des versants en Tunisie présaharienne. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband 1, 172-177.*
- Coque, R., 1962. *La Tunisie Présaharienne. Etude Géomorphologique. Armand Colin, Pari, 476 pp.*
- Coque, R., Jauzein, A., 1967. *The geomorphology and Quaternary geology of Tunisia. In: Martin, L. (Ed.), Guidebook to the Geology and History of Tunisia, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 127-257.*
- Couvreur, G., 1973. *Etagement de formes et néotectonique sur le versant sud du Haut Atlas. Revue de Géomorphologie Dynamique* 22 (3), 109-124.
- Cowie, P.A., Whittaker, A.C., Attal, M.I., Roberts, G., Tucker, G.E., Ganas, A., 2008. *New constraints on sediment-flux dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles. Geology* 36 (7), 535-538.
- 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, 16-38.
- Delcaillau, B., Laville, E., Carozza, J.-M., Dugué, O., Charroud, M., Amrhar, M., 2007. *Morphotectonic evolution of the Jebel Bou Naceur in the South Middle Atlas Fault Zone (Morocco). Comptes Rendus Geoscience* 339 (8), 553-561.
- Denny, C.S., 1967. *Fans and pediments. American Journal of Science* 265 (2), 81-105.
- Dresch, J., 1957. *Pediments et glacis d'érosion, pédiplains et inselbergs. Information Géographique* 22, 183-196.
- Dunai, T.J., 2001. *Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 197-212.
- Dutour, A., 1983. *Etude géomorphologique de la partie occidentale de la Haute Moulouya (Maroc). Thesis 3è Cycle Thesis, Poitiers, 361 pp.*
- Dutour, A., Ferrandini, J., 1985. *Nouvelles observations neotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l' evolution recente d' un segment du bati atlasique. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 26 (5), 285-297; 1.

El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., Chellai, E.H., 2001. Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *International Journal of Earth Sciences* 90 (2), 393-411.

Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.-M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology* 156 (1-4), 185-212.

Errarhaoui, K., 1997. *Structure du Haut Atlas: plis et chevauchements du socle et de couverture (interprétations des données géophysiques et géologiques)*, Univ. Paris-Sud, Orsay, 327 pp.

Fernández-Ibáñez, F., Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Soto, J.I., Azañón, J.M., 2010. Normal faulting driven by denudational isostatic rebound. *Geology* 38 (7), 643-646.

Fraissinet, C., Zouine, E.M., Morel, J.L., Poisson, A., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 1988. Structural evolution of the southern and northern central high atlas in paleogene and mio-pliocene times. In: Jacobshagen, V. (Ed.), *The Atlas System of Morocco*, Springer-Verlag, New York, 272-291.

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics* 475 (1), 9-28.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740-761.

Fullea, J., Fernandez, M., Zeyen, H., Vergés, J., 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics* 430 (1-4), 97-117.

Garcia, A.F., 2006. Thresholds of strath genesis deduced from landscape response to stream piracy by pancho rico creek in the coast ranges of central california. *American Journal of Science* 306 (8), 655-681.

Gasparini, N.M., Bras, R.L., Whipple, K.X., 2006. Numerical modeling of non-steady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model. In: Willett S. D., e.a. (Ed.), *Tectonics, Climate and Landscape Evolution, Special Paper Geological Society America, Colorado*, pp. 127-141.

Gauthier, H., 1957. *Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional)*. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 119, 1-212.

Gil, A.J., De Lacy, M.C., Ruiz, A.M., Galindo-Zaldivar, J., Ayarza, P., Teixell, A., Alvarez-Lobato, F., Arboleya, M.L., Kchikach, A., Amrhar, M., Charround, M., Carbonell, R., Teson, E., 2008. GPS Network for local deformation monitoring in the Atlas mountains of Morocco, 13th FIG symposium on deformation measurement and analysis; 4th IAG symposium on geodesy and geotechnical and structural engineering, LNEC, Lisbon.

Gilbert, G.K. (Editor), 1877. *Report on the geology of the Henry Mountains: Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Publication of the Powell Survey. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., 160 pp.*

Gile, L.H., Hawley, J.W., Grossman, R.B., 1981. *Soils and geomorphology in the Basin and Range area of southern New Mexico; guidebook to the Desert Project. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir 39, 222p.*

- Gold, R.D., Cowgill, E., Wang, X.-F., Chen, X.-H., 2006. Application of trishear fault-propagation folding to active reverse faults: examples from the Dalong Fault, Gansu Province, NW China. *Journal of Structural Geology* 28 (2), 200-219.
- Goldrick, G., Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (5), 649-671.
- Gomez, F., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Er-Raji, A., Dahmani, M., 1998. Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas Mountains of Morocco. *Tectonics* 17 (4), 520-533.
- Gomez, F., Barazangi, M., Demnati, A., 2000. Structure and Evolution of the Neogene Guercif Basin at the Junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif Thrust Belt, Morocco. *AAPG Bulletin* 84 (9), 1340-1364.
- Görler, K., Helmdach, F.F., Gaemers, P., Heißig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzhan, W., Zucht, M., 1988. The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In: Jacobshagen, V. (Ed.), *The Atlas System of Morocco*, Springer-Verlag, New York, 361-404.
- Gorokhovich, Y., Voustianiouk, A., 2006. Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment* 104 (4), 409-415.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20 (14), 1475-1560.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 294 (B), 45-94.
- Hack, J.T., 1965. *Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 484, 84p.
- Hadley, J.B.G., R, 1963. *Geology of the Eastern Greak Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 349b, 118p.
- Hampel, A., Hetzel, R., Densmore, A.L., 2007. Postglacial slip-rate increase on the Teton normal fault, northern Basin and Range Province, caused by melting of the Yellowstone ice cap and deglaciation of the Teton Range? *Geology* 35 (12), 1107-1110.
- Hampel, A., Hetzel, R., Maniatis, G., 2010. Response of faults to climate-driven changes in ice and water volumes on Earth's surface. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 368 (1919), 2501-2517.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology* 27, 41-60.
- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E., Çakir, Z., 1999. Travitonics: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology* 21 (8-9), 903-916.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin* 114 (9), 1131-1142.

- Hetzel, R., Hampel, A., 2005. Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads. *Nature* 435 (7038), 81-84.
- Hetzel, R., 2013. Active faulting, mountain growth, and erosion at the margins of the Tibetan Plateau constrained by in situ-produced cosmogenic nuclides. *Tectonophysics* 582 (0), 1-24.
- Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Ramezani, J., 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes. *Tectonics* 26 (5), TC5021.
- Hollard, H., 1985. Carte géologique du Maroc-Echelle: 1/1000 000. In: Maroc, S.G.d. (Editor), Rabat.
- Hunt, C.B., Averitt, P., Miller, R.L., 1953. *Geology and geography of the Henry Mountains region, Utah*. United States Geological Survey Prof. paper 228, 239 pp.
- Jacobshagen, V.H., 1988. Geodynamic evolution of the Atlas system, Morocco; an introduction. In: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *The Atlas system of Morocco*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 3-9.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Torne, M., Bird, P., 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth and Planetary Science Letters* 192 (2), 175-189.
- Johnson, D., 1932. Rock Planes of Arid Regions. *Geographical Review* 22 (4), 656-665.
- Johnson, J.P.L., Whipple, K.X., Sklar, L.S., Hanks, T.C., 2009. Transport slopes, sediment cover and bedrock channel incision in the Henry Mountains, Utah. *Journal of Geophysical Research* 114, F02014. 21 pp.
- Knippertz, P., Christoph, M., Speth, P., 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83 (1), 67-88.
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (9), 3583-3587.
- Korup, O., 2006. Rock-slope failure and the river long profile. *Geology* 34 (1), 45-48.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., 2000. Magnetostratigraphy of the Zobzit and Koudiat Zarga sections (Taza-Guercif Basin, Morocco); implications for the evolution of the Rifian Corridor. *Marine and Petroleum Geology* 17 (3), 359-371.
- Lague, D., 2010. Reduction of long-term bedrock incision efficiency by short-term alluvial cover intermittency. *Journal of Geophysical Research*. 115, F02011.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces; in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104 (2-4), 424-439.
- Lancaster, S.T., Grant, G.E., 2006. Debris dams and the relief of headwater streams. *Geomorphology* 82, 84-97.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*. 105 (B3), 5735-5770.

- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*. 106 (B11), 26561-26591.
- Laville, E., Delcaillau, B., Charroud, M., Dugué, O., Ait Brahim, L., Cattaneo, G., Deluca, P., Bouazza, A., 2007. The Plio-Pleistocene evolution of the Southern Middle Atlas Fault Zone (SMAFZ) front of Morocco. *International Journal of Earth Sciences* 96 (3), 497-515.
- Laville, E., Lesage, J.L., Séguret, M., 1977. Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardihercyniennes. *Bull. Soc. géol. France* 19 (7), 527-539.
- Laville, E., Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco); a tectonic model; structural and orogenic inversions. *Geologische Rundschau* 81 (1), 157-170.
- Mackin, J.H., 1936. The capture of the Greybull River. *American Journal of Science. Series 5 Vol. 31* (185), 373-385.
- Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin* 59 (5), 463-512.
- Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S., 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* 21 (14-15), 1633-1641.
- Maniatis, G., Kurfeß, D., Hampel, A., Heidbach, O., 2009. Slip acceleration on normal faults due to erosion and sedimentation -- Results from a new three-dimensional numerical model coupling tectonics and landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 284 (3-4), 570-582.
- Mattauer, M., Tapponier, P., Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. France* 7 (3), 521-536.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International* 155 (1), 126-138.
- Meghraoui, M., Outtani, F., Choukri, A., Frizon de Lamotte, D., 1998. *Geological Society of London Special Publication - Coastal tectonics across the South Atlas thrust front and the Agadir active zone, Morocco. Coastal tectonics* 146, 239-253.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*. 99 (B7), 14031-14050.
- Mills, H.H., 1983. Pediment Evolution at Roan Mountain, North Carolina, USA. *Geografiska Annaler* 65 (Series A, Physical Geography), 111-126.
- Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Leturmy, P., Ruiz, G., El Haimer, F.-Z., Frizon de Lamotte, D., 2008. Cenozoic denudation in the Marrakech High Atlas, Morocco: insight from apatite fission-track thermochronology. *Terra Nova* 20, 221-228.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research* 111, B03401.
- Montgomery, D.R., 2004. Observations on the role of lithology in strath terrace formation and bedrock channel width. *American Journal of Sciences* 304 (5), 454-476.

- Morel, J.-L., Zouine, E.-M., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 2000. Deformations neogenes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): role du socle et consequences structurales: Neogene and Quaternary deformation of the northern High Atlas border [Morocco]: role of the basement and structural consequences. *Journal of African Earth Sciences* 30 (1), 119-131.
- Morel, J.-L., Zouine, E.-M., Poisson, A., 1993. Relation entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bull. Soc. géol. France* 164 (1), 79-91.
- Mridekh, A., Medina, F., Mhammdi, N., Samaka, F., Boautmani, R., 2009. Structure of the Kasbah fold zone (Agadir bay, Morocco). Implications on the chronology of the recent tectonics of the western High Atlas and on the seismic hazard of the Agadir area. *Estudios Geológicos* 65, 121-132.
- Oberlander, T.M., 1977. Slope and pediment systems. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid zone geomorphology; process, form and change in drylands*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 135-163.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28 (3), 323-344.
- Onana, P., Toto, E., Zouhri, L., Chaabane, A., El Mouraouah, A., Iben Brahim, A., 2011. Recent seismicity of Central High Atlas and Ouarzazate basin (Morocco). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 70 (4), 633-641.
- Owen, L.A., Caffee, M.W., Bovard, K.R., Finkel, R.C., Sharma, M.C., 2006. Terrestrial cosmogenic nuclide surface exposure dating of the oldest glacial successions in the Himalayan orogen: Ladakh Range, northern India. *Geological Society of America Bulletin* 118 (3-4), 383-392.
- Pastor, A., Teixell, A., Arboleya, M.L. 2013. Rates of Quaternary deformation in the Ouarzazate Basin (Southern Atlas Front, Morocco). *Annals Of Geophysics*, 55(5). doi:10.4401/ag-4940
- Pastor, A., Babault, J., Teixell, A., 2012. El control de las capturas en el piedemonte sobre la formación de depósitos fluviales y la erosión de los orógenos (caso de los Pirineos). In: España, s.g.d. (Editor), VIII Congreso Geológico de España. Geotemas, Oviedo.
- Pastor, A., Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L., 2012. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco). *Geomorphology* 173-174, 88-103.
- Pastor, A., Teixell, A., Arboleya, M.L., 2010. Tectónica reciente en la cuenca de Ouarzazate (Atlas marroquí): Tasas de acortamiento y levantamiento tectónico a partir de los marcadores cuaternarios. *Geogaceta* 48, 191-194.
- Pastor, A., Teixell, A., Arboleya, M.L., 2010. Recent tectonics in the Ouarzazate basin, Moroccan Atlas - Structural uplift and shortening rate from Quaternary markers, 72nd European Ass. of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition 2010. Society of Petroleum Engineers, Barcelona, pp. 3869-3873.
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., J., M.D., 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: Tinkler, K.J.a.W., E. E (Ed.), *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, AGU Monogr., Washington, D. C., pp. 207-235.
- Pigati, J.S., Lifton, N.A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ¹⁴C and ¹⁰Be. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 193-205.

- Quezada, J., Cerda, J.L., Jensen, A., 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean geology* 37, 78-109.
- Ramdani, F., 1998. Geodynamic implications of intermediate-depth earthquakes and volcanism in the intraplate Atlas mountains (Morocco). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 108 (3), 245-260.
- Rich, J.L., 1935. Origin and evolution of rock fans and pediments. *Geological Society of America Bulletin* 46, 999-1024.
- Ritter, F.D., 1972. The significance of stream capture in the evolution of a piedmont region. *Annals of Geomorphology* 16, 83-92.
- Sani, F., Zizi, M., Bally, A.W., 2000. The Neogene-Quaternary evolution of the Guercif Basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Marine and Petroleum Geology* 17 (3), 343-357.
- Schumm, S.A., 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: Morisawa, M. (Ed.), *Fluvial Geomorphology*, New York State University, Publications in Geomorphology, Binghamton, pp. 299-309.
- Schumm, S.A., 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers* 4 (No. 4), 31.
- Seber, D., Barazangi, M., Tadili, B.A., Ramdani, M., Ibenbrahim, A., Ben Sari, D., 1996. Three dimensional upper mantle structure beneath intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research* 101, 3125-3138.
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E.M., Winter, T., Missenard, Y., Leturmy, P., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus Geosciences* 338 (1-2), 65-79.
- Sella, G.F., Dixon, T.H., Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research* 107 (B4), 2081.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169 (3), 1180-1200.
- Sklar, L., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Tinkler, K.J. and Wohl, E.E. (Eds.), *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, AGU, Washington, D. C., pp. 237-260.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29 (12), 1087-1090.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2006. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model. *Geomorphology* 82 (1-2), 58-83.
- Slemmons, D.B., Depolo, C.M., 1986. Evaluation of active faulting and associated hazards. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington, pp. 45-62.
- Small, E.E., Anderson, R.S., Repka, J.L., Finkel, R., 1997. Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from *in situ* ¹⁰Be and ²⁶Al. *Earth and Planetary Science Letters* 150 (3-4), 413-425.

- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2002. Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research* 14 (2), 105-127.
- Stäublein, G., 1988. Geomorphological aspects of the Quaternary evolution of the Ourzazate basin, southern Morocco. In: Jacobshagen, V. (Ed.), *The Atlas System of Morocco*, Springer-Verlag, New York, pp. 433-444.
- Staiger, J., Gosse, J., Toracinta, R., Oglesby, B., Fastook, J., Johnson, J.V., 2007. Atmospheric scaling of cosmogenic nuclide production: Climate effect. *Journal of Geophysical Research*. 112 (B2), B02205.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105 (B10), 23753-23759.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83, 409-454.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics* 22 (5), 6.1-6.13.
- Teixell, A., Ayarza, P., Tesón, E., Babault, J., Alvarez-Lobato, F., Charroud, M., Julivert, M., Barbero, L., Amrhar, M., Arboleya, M.L., 2007. Geodinámica de las cordilleras del Alto y Medio Atlas: síntesis de los conocimientos actuales. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20 (3-4).
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 17 (5), 456-461.
- Teixell, A., Bertotti, G., de Lamotte, D.F., Charroud, M., 2009. The geology of vertical movements of the lithosphere: An overview. *Tectonophysics* 475 (1), 1-8.
- Tesón, E., 2009. Estructura y cronología de la deformación en el borde Sur del Alto Atlas de Marruecos a partir del registro tectono-sedimentario de la cuenca de antepaís de Ouarzazate, Univ. Autònoma de Barcelona, Spain, 221 pp.
- Tesón, E., Pueyo, E.L., Teixell, A., Barnolas, A., Agustí, J., Furió, M., 2010. Magnetostratigraphy of the Ouarzazate Basin: Implications for the timing of deformation and mountain building in the High Atlas Mountains of Morocco. *Geodinamica Acta* 26 (4), 15.
- Tesón, E., Teixell, A., 2008. Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dadès and Mgoun valleys, Morocco). *International Journal of Earth Sciences* 97 (1), 103-113.
- Thompson, S.C., Weldon, R.J., Rubin, C.M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P., Berger, G.W., 2002. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia. *Journal of Geophysical Research*. 107 (B9), 2203.
- Turpeinen, H., Hampel, A., Karow, T., Maniatis, G., 2008. Effect of ice sheet growth and melting on the slip evolution of thrust faults. *Earth and Planetary Science Letters* 269 (1-2), 230-241.
- Warme, J.E., Hazlett, B.H., Crevello, P.D., Letsch, D.K., Burke, R.B., Anonymous, 1988. Rift tectonics and limestone sedimentation; Jurassic of the central and eastern High Atlas, Morocco. *AAPG Bulletin* 72 (8), 1030-1031.

- Wegmann, K.W., Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 114 (6), 731-744.
- 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), 974-1002.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *American Journal of Science* 301 (4-5), 313-325.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*. 104 (B8), 17,661-17,674.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*. 107 (B2), ETG3.1-ETG3.20.
- White, K., 1991. Geomorphological Analysis of Piedmont Landforms in the Tunisian Southern Atlas Using Ground Data and Satellite Imagery. *The Geographical Journal* 157 (3), 279-294.
- White, K., Drake, N., Millington, A., Stokes, S., 1996. Constraining the timing of alluvial fan response to late quaternary climatic changes, southern Tunisia. *Geomorphology* 17 (4), 295-304.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B., Riggs, A.C., 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research* 48 (2), 141-154.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography; procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America* 398 (special paper), 55-74.
- Yanites, B.J., Tucker, G.E., Hsu, H.-L., Chen, C.-c., Chen, Y.-G., Mueller, K.J., 2011. The influence of sediment cover variability on long-term river incision rates: An example from the Peikang River, central Taiwan. *Journal of Geophysical Research*. 116 (F3), F03016.
- Zehfuss, P.H., Bierman, P.R., Gillespie, A.R., Burke, R.M., Caffee, M.W., 2001. Slip rates on the Fish Springs fault, Owens Valley, California, deduced from cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al and soil development on fan surfaces. *Geological Society of America Bulletin* 113 (2), 241-255.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics* 24 (TC2001), 16