



Las capturas fluviales: contextos, causas y consecuencias. Una explicación de los procesos de captura fluvial en distintos contextos geológicos

FLUVIAL PIRACIES: CAUSES AND IMPLICATIONS. AN EXPLANATION OF
THE STREAM PIRACY IN DIFFERENT GEOLOGICLA CONTEXTS

Alvar Pastor

Universidad Academia de Humanismo Cristiano, Santiago, Chile.

Email: alvarpastorc@gmail.com

Resumen

La red de drenaje fluvial está en continua reorganización a una escala de tiempo geológico. En ciertos contextos, esta reorganización está fuertemente controlada por capturas fluviales que producen la desviación de flujos de agua desde un cauce hacia otro. Por tanto, las capturas fluviales pueden influenciar en la distribución territorial del agua y de los sedimentos asociados. Este artículo de revisión pretende proveer una visión global sobre las capturas fluviales, explicando el fenómeno y descifrando sus causas. Partiendo de la idea de que la ocurrencia de capturas fluviales está relacionada con la diferencia entre la velocidad de incisión vertical de cada uno de los cauces implicados, en este manuscrito se analizan los distintos tipos de capturas fluviales vinculados a diversos contextos geológicos y se relaciona cada caso con la alteración de alguno de los parámetros que controlan la capacidad de incisión de los cauces (el área de drenaje, la pendiente del cauce, la erodabilidad del lecho, y la carga de sedimentos transportada). Finalmente, se discute por qué es importante el estudio de las capturas fluviales y se muestra cómo algunas capturas fluviales pueden afectar a los intereses humanos.

Palabras clave: red de drenaje, captura fluvial, incisión fluvial, erosión remontante.

Abstract

The fluvial drainage network is continuously reorganizing at a geological timescale. In certain settings, such reorganization is strongly controlled by fluvial piracies, which cause the deviation of water fluxes from one course to another. Therefore, fluvial captures influence in the spatial distribution of water and sediments. This revision aims to provide an overview of the piracy processes by explaining its causes in different geological settings. Based on the view that events of fluvial piracies are related to the incision rate differences between each of the involved courses, different types of fluvial captures have been analyzed in order to relate each case to the alteration of one of the main parameters controlling the stream power (drainage area, channel slope, bedrock erodibility, and coarse sediment charge). Finally, I discuss the importance of studying fluvial piracies and how they can affect human interests.

Keywords: drainage network, stream piracy, fluvial incision, headward erosion.

Introducción

La reorganización de la red de drenaje es el término utilizado para definir la movilidad de los cauces fluviales a escala de tiempo geológico. Tal movilidad viene propiciada por la continua tendencia de los cauces fluviales a establecer su perfil en equilibrio, es decir, a alcanzar el trayecto menos energético desde sus cabeceras al nivel de base.

La reorganización fluvial más característica y quizás también la más estudiada sucede en contextos subsidentes y agradacionales, es decir, en las zonas en que los ríos tienden a depositar sus sedimentos. Al agradar su carga sedimentaria, el cauce de un río puede quedar topográficamente por encima de las zonas colindantes. Esta situación genera una inestabilidad debido a que en una eventual crecida del río, acompañada del desbordamiento del canal, el flujo desconfinado se dirige por gravedad hacia las zonas más deprimidas desde donde probablemente buscará un nuevo recorrido hacia su nivel de base. A este fenómeno se le llama avulsión, término que describe el mecanismo por el cual un flujo sale de su canal confinado. La avulsión es frecuente en ambientes deposicionales y es causante, por ejemplo, de la movilidad del canal principal en un abanico aluvial, o del cambio del principal canal distributivo en un delta (Coleman, 1988; Smith et al., 1989).

En contextos geológicos sometidos a un levantamiento del terreno, la reorganización es menos común, pues los cauces tienden a incidir en el lecho y a formar valles profundos, evitando de este modo que pueda producirse avulsión hacia un zona deprimida colindante. Es en estos contextos dominados por la incisión fluvial es donde las capturas entre cauces

actúan como un mecanismo eficaz de reorganización de la red de drenaje. Una captura fluvial ocurre cuando el flujo de un cuerpo de agua o cauce fluvial (cauce capturado) es desviado hacia otro cauce (cauce captor) con mayor potencial erosivo. De este modo, los cauces favorecidos por mayores pendientes, precipitaciones o condiciones de suelo logran expandir sus áreas de drenaje a costa de los menos favorecidos.

En la literatura se encuentran casos y ejemplos de capturas fluviales descritos en zonas del planeta sujetos a diferentes ambientes climáticos y geológicos (Bishop, 2005; Calvache & Viseras, 1997; Garcia et al., 2006; Pastor et al., 2012). Derruau (1967) sugiere que las capturas ocurren como consecuencia del paso de una red fluvial joven a una red más madura y muestra varios ejemplos de capturas afectando a ríos como el Mosela, el Loire o el Adour, en Francia, o la captura de un tributario del Danubio por parte del Rhin, en Alemania. Ciertas características morfológicas de algunos grandes ríos del continente africano se han atribuido a capturas fluviales ocurridas en el pasado. Las capturas fluviales ocurridas en el pasado pueden ser identificadas por el rastro que dejan en el paisaje mediante criterios geomorfológicos (ej. Keller, 1999; citado Pastor et al., 2012) y/o estratigráficos (ej. Mikasell et al., 2009). Los criterios geomorfológicos más comunes para el reconocimiento de capturas fluviales que ocurrieron en el pasado son los llamados "codos de captura" o los valles abandonados (wind gaps). Los valles abandonados corresponden al antiguo tramo inferior del cauce capturado, por donde ya no circula el río (Figura 1). Su característica principal es que presentan un

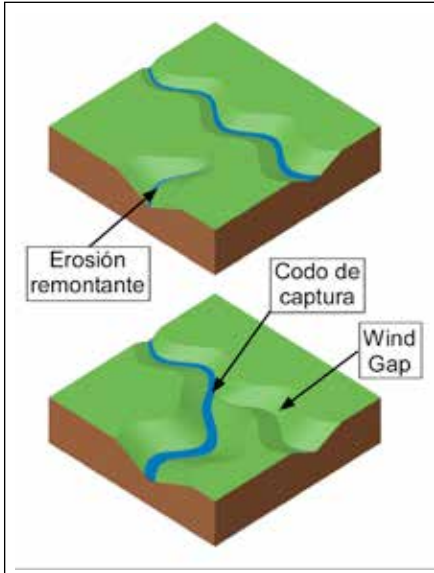


Figura 1. Ilustración esquemática de una captura fluvial, con las indicaciones de los criterios geomorfológicos que la caracterizan: un “wind gap” y un “codo de captura”

desarrollo desproporcionado para haber sido formados por su cauce actual, lo que sugiere que en tiempos pasados fueron moldeados por un caudal mayor. Situado a la “cabecera” del valle abandonado es probable encontrar el “codo de captura”, es decir, un giro abrupto en el recorrido del cauce capturado hacia el cauce captor (Figura 1). Un buen ejemplo es el río Níger, cuyo recorrido describe un clarísimo codo de captura a su paso por Tombouctou (Mali). Por otro lado, los criterios estratigráficos suelen ser contundentes para demostrar la ocurrencia de una captura. Lo son, por ejemplo, la presencia en el valle abandonado o áreas subyacentes de guijarros de tamaños superiores a los que el cauce actual podría transportar, o guijarros y fragmentos de rocas procedentes de áreas fuente hoy día desconectadas del cauce en cuestión.

En la literatura se diferencian dos tipos de capturas fluviales (sin tener en cuenta las “capturas” por exageración de meandros) en función del mecanismo que produce la desviación del

flujo: Las capturas por erosión remontante y las capturas por desbordamiento. Las primeras ocurren porque las cuencas hidrográficas tienden a aumentar su área por la erosión remontante en las cabeceras de sus ríos, torrentes y barrancos, y esta expansión se produce a costa de las cuencas vecinas, que a su vez también tienden a expandirse. Se produce de este modo una competencia por incrementar el área drenada, favorable al cauce con mayor poder erosivo en la cabecera. El resultado es la redirección del flujo del río con menor potencial erosivo hacia el cauce del río con mayor potencial erosivo. Las capturas por desbordamiento o por derrame son casos de avulsión de canal que pueden ocurrir en algunos ambientes erosivos (generalmente en piedemontes), en los que algunos ríos pueden agradecer sedimentos esporádicamente, aún encontrándose en un contexto incisivo a largo plazo. Las capturas por erosión remontante son las más frecuentes y también las más descritas en la literatura. Sea cual sea el mecanismo que pro-

picie la captura, lo cierto es que para que se produzca una captura fluvial es necesaria la intervención de dos cuencas hidrográficas cuyos cauces tengan un distinto potencial erosivo, de modo que pueda generarse una diferencia significativa de cotas entre dos cauces vecinos separados por una divisoria de aguas.

En el siguiente apartado se expone la fórmula del "stream power" o de la capacidad de incisión vertical de un cauce fluvial y se comentan los principales parámetros que la controlan: el área de drenaje, la pendiente del cauce, la erosionabilidad del lecho, y la carga de sedimentos transportada. En los apartados posteriores se describen distintos casos de capturas fluviales y se relaciona cada uno de estos casos con una diferencia significativa favorable a uno de los cauces implicados en alguno de los parámetros que controlan la capacidad de incisión.

El potencial erosivo y la incisión fluvial

Partiendo de la idea de que para que un cauce capture a otro es necesario que éstos sean vecinos y que entre ellos exista una diferencia significativa de cotas (energía potencial), se puede deducir que la ocurrencia de capturas está directamente ligada a la diferencia entre la velocidad de incisión de los cauces implicados. La velocidad de incisión de los cauces está estrechamente vinculada a la velocidad a la que el terreno se levanta con respecto a un nivel de base (levantamiento relativo del terreno). Por tanto, a mayores tasas de levantamiento relativo, mayores tasas de incisión fluvial.

Las tasas de incisión registradas en la mayoría de cauces en distintos ambientes del planeta suelen ser del orden de 1-50 m/Ma. En zonas montañosas, estas tasas pueden ser significativamente mayores (50-500 m/Ma), y algunas

zonas montañosas sujetas a tectónica activa intensa puede superarse este valor, llegando a casos extremos de 1.200 m/Ma en algunos cauces del Himalaya (Burbank et al., 1996). Se supone que a mayores tasas de levantamiento relativo y mayores tasas de incisión, mayor probabilidad de que exista una diferencia significativa entre las tasas de incisión de dos cauces y por tanto, mayor posibilidad de capturas fluviales. En resumen, las capturas fluviales serán más frecuentes en contextos en que los ríos incidan rápidamente, y esto ocurre normalmente en zonas afectadas por tectónica activa y/o levantamiento epirogénico del terreno.

El potencial de erosión de un cauce se puede expresar mediante la siguiente fórmula (ver Hack, 1957; Howard & Kerby, 1983; Sklar & Dietrich, 1998 y referencias):

$$E = ASKf(Q_s)$$

De la fórmula de la erosión fluvial se puede abstraer que la erosión de un cauce, representada por una E , depende fundamentalmente de cuatro parámetros: K que representa las propiedades del subsuelo, es decir, su resistencia a la erosión; A que representa el área drenada y es equivalente al caudal; S que hace referencia a la pendiente del cauce, a mayor pendiente más erosión; y $f(Q_s)$, que depende de la relación entre la cantidad de sedimento grueso transportado por unidad de caudal. El valor de los coeficientes m y n es función de múltiples parámetros (tipo de flujo, amplitud del canal, entre otros) y su valor varía entre 0 a 1 dependiendo del ambiente estudiado.

La Figura 2 muestra como los parámetros anteriores influyen en la capacidad de incidir o no en el lecho. Un incremento en el caudal o en la pendiente decantará la balanza hacia una mayor capacidad para incidir, mientras que un

incremento en la carga sedimentaria transportada incrementará la resistencia a la erosión. Por tanto, una diferencia significativa en uno de estos parámetros entre dos ríos vecinos puede favorecer que uno de los dos cauces incida a mayor velocidad.

A continuación, se exponen distintos casos de capturas fluviales y se explica cómo, al verse un cauce favorecido respecto a otro en uno de los parámetros que intervienen en la capacidad de erosión, éste tiende a incidir más rápidamente, a expandir los márgenes de su cuenca hidrográfica, y por tanto, a capturar sus cauces vecinos.

Las capturas y sus contextos geológicos

El “feedback positivo” del incremento del área de drenaje (A)

El área drenada por un cauce (A), proporcional al caudal, es un factor de primer orden en el control de la capacidad de incisión ($A \uparrow \rightarrow E \uparrow$). Un cauce con mayor área de drenaje tenderá a incidir más rápidamente y a expandir los límites de su cuenca hidrográfica a costa de sus cauces vecinos, con menores áreas de drenaje.

En los casos posteriores se mostrará que esta relación directa entre área de drenaje y capacidad de incisión no siempre se cumple en todos los contextos geológicos. El área de dre-

naje tiene una incidencia mayor sobre la capacidad incisiva de los cauces en paisajes maduros, cuando el tipo de drenaje suele ser del tipo dendrítico, sin control por parte de estructuras tectónicas o por la variabilidad de la dureza del lecho. Un área de drenaje mayor genera mayor incisión y conlleva la expansión de los márgenes de la cuenca. De este modo, el incremento del área de drenaje representa un “feedback” positivo y, por tanto, el cauce que logre una mayor área de drenaje en los primeros estadios de la formación de la red fluvial, tenderá a ir creciendo por expansión de los márgenes de su cuenca de drenaje.

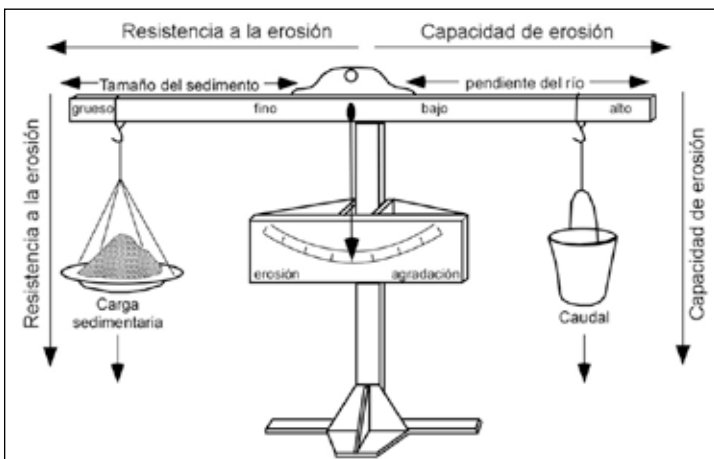


Figura 2. Ilustración que muestra los parámetros que influyen en el poder de incisión de un cauce fluvial (stream power). La carga de sedimentos y el mayor tamaño de estos restan capacidad de incisión, mientras que a mayor caudal y mayores pendientes, la capacidad incrementa. Modificado de Bull (1991) y Burbank (2001).

La capacidad de incisión de los grandes cauces respecto a los vecinos de menor entidad es aún mayor ante un descenso del nivel de base común como el que ocurrió durante la última glaciación, con un nivel de los océanos hasta 120 m por debajo del actual (Chappell, 1986). Un descenso en el nivel de base genera un incremento de la pendiente en el tramo inferior de un cauce, lo que se traduce en un desequilibrio en el perfil longitudinal de éste. Este incremento de la pendiente (knickpoint) tiende a propagarse aguas arriba a lo largo del perfil longitudinal de los ríos afectados y la velocidad de esta propagación depende en gran medida del área de drenaje (ej. Whipple & Tucker, 1999; Bishop et al., 2005). Cuando la propagación del "knickpoint" llega hasta las partes altas de los tributarios, se favorece la erosión de las divisorias de aguas e incrementa la posibilidad de capturas. Bajo la premisa de que cuanto mayor es el área de drenaje más tiende a crecer, es fácil explicar la existencia de las grandes cuencas hidrográficas que actualmente ocupan gran parte de algunos continentes, como el río Amazonas en Sudamérica o el Mississippi cuyo drenaje abarca una gran extensión de los Estados Unidos de Norteamérica.

El control estructural y la erodabilidad del lecho (K)

La erodabilidad de un lecho (K) es inversamente proporcional a su dureza. Las litologías más blandas (ej. rocas sedimentarias) son más erodibles que las litologías más duras (ej. rocas graníticas). Por tanto, la presencia de materiales duros en un tramo del recorrido de un cauce fluvial limita su capacidad de incisión ($K \downarrow \rightarrow E \downarrow$). Las rocas graníticas, por ejemplo, pueden exceder en más de un orden de magnitud su resistencia a la erosión respecto del

resto de las litologías (Stock & Montgomery, 1999).

En un orógeno, el agua tiende a fluir siguiendo la línea de máxima pendiente debido a la gravedad, por esta razón se espera que los ríos fluyan siguiendo la pendiente regional, es decir, transversales a la cadena. Sin embargo, la construcción de un orógeno se caracteriza por la aparición de nuevas estructuras tectónicas al frente de sus dos vertientes, cada vez más alejadas del interior de la cordillera. La aparición en superficie de estructuras tectónicas como pliegues y fallas puede controlar la dirección de la escorrentía superficial, generando tramos de ríos que fluyen longitudinales a la cordillera (Van der Beek et al., 2002). El control estructural sobre la red de drenaje se observa en prácticamente todas las cordilleras de mundo. Este fenómeno ocurre en los Siwalik Hills del Himalaya (Gupta, 1997), en la cordillera del Zagros de Irán (Ramsay et al., 2008), en la vertiente oriental de la cordillera de los Andes (Mon, 2005) y también en su vertiente occidental, en la cordillera de la costa de Chile (Rehak et al., 2008). En todos los casos anteriores se observa cómo el surgimiento o levantamiento de estructuras tectónicas activas afecta al trazado de los ríos obligándolos a fluir paralelos a las estructuras, siendo la red transversal progresivamente capturada por ríos longitudinales. Mon (2005) por ejemplo, observó que los ríos transversales que drenan la vertiente oriental de los Andes del norte argentino muestran desvíos bruscos hacia cursos longitudinales que fluyen paralelos al trazado de grandes cabalgamientos y fallas. Los ríos desviados colectan otros ríos transversales y se mantienen paralelos a la cordillera antes de atravesar el frente montañoso. El desvío de los ríos se interpreta como capturas fluviales

favorecidas por el surgimiento de nuevas estructuras tectónicas que deforman la serie sedimentaria, verticalizan estratos de rocas más competentes que forman barreras litológicas en superficie. Estas barreras, formadas por materiales más duros, son más costosas de erosionar por los ríos transversales que ven mermada su capacidad de incisión vertical ($K\downarrow \rightarrow E\downarrow$). El cauce longitudinal, en cambio, probablemente transcurre por un suelo más fácilmente erosionable, lo que conlleva una mayor capacidad de incisión ($K\uparrow \rightarrow E\uparrow$).

Un fenómeno muy similar ocurre en algunas zonas de los Apalaches, la cordillera que recorre de Norte a Sur el continente americano cerca de su margen oriental. Esta cordillera fue formada por deformación tectónica compresiva durante el período de orogenia Herzínica y posteriormente por tectónica extensiva durante el Mesozoico. Aunque actualmente no hay estructuras tectónicas activas, la región está sujeta a un levantamiento post-orogénico

que conlleva erosión e incisión fluvial (Gallen, 2011 y referencias). La incisión fluvial es más eficiente sobre los materiales más blandos, situados en los núcleos de los antiguos pliegues, que sobre otros materiales más duros que actualmente forman relieves en los flancos de esos pliegues. Esta erosión preferencial es el fenómeno causante de que la red de drenaje tienda a pasar progresivamente de una organización tipo dendrítica a una tipo trellis, controlada por la localización de las antiguas estructuras tectónicas. Un buen ejemplo es el río Shennandoah que fluye por el valle del mismo nombre en una orientación aproximada N-S, paralelo a las estructuras tectónicas. En la Figura 3 se observa la secuencia de la evolución de este río, y cómo debido a su mayor poder erosivo sobre unos materiales más blandos, ha ido capturando los ríos transversales que drenaban en sentido W-E. El rastro geomorfológico que suele evidenciar este tipo de capturas es la presencia de “wind gaps” antiguos valles

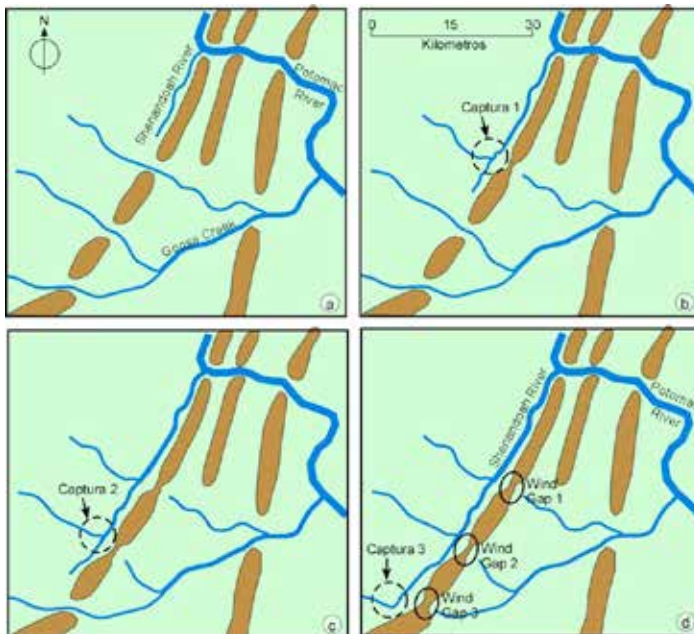


Figura 3. Evolución del trazado del río Shennandoah en el estado de Virginia (USA). En la progresión de imágenes se observa como el trazado longitudinal del río, paralelo a la barrera litoestructural (Blue Ridge), ha ido capturando progresivamente a los antiguos ríos transversales. Las capturas han dejado una serie de “wind gaps” a lo largo de la Blue Ridge. (Modificado de Judson & Kauffman, 1990).

de los ríos desviados que cortaban la estructura tectónica (Keller, 1999).

Por nombrar un ejemplo más cercano, Farias & Charrier (2008) sugiere que varios ríos que drenan la depresión central de Chile sufrieron capturas debido al levantamiento tectónico de la cordillera de la Costa. Se muestra el ejemplo de los ríos Maipo y Mapocho que drenan la depresión central de Santiago. Estos cauces seguían recorridos distintos hacia el mar antes del Plioceno hasta que un tributario del río Maipo capturó el drenaje del río Mapocho. La explicación de estas capturas propuesta por Farias & Charrier (2008) es que la Cordillera de la Costa está constituida por materiales con distinta resistencia a la erosión. Al norte, el río Mapocho incidía mucho más lentamente sobre rocas graníticas, mientras que más al sur, el río Maipo incidía más rápidamente sobre

rocas sedimentarias. Al verse favorecido en su capacidad de incisión, el río Maipo pudo incrementar su área de drenaje capturando al cauce vecino.

La distancia hacia el nivel de base y la pendiente (S)

La pendiente de un cauce está directamente relacionada con la capacidad incisiva de este ($S \uparrow \rightarrow E \uparrow$). En general, la pendiente de un río disminuye a lo largo de su perfil longitudinal, estando las mayores pendientes en la cabecera y las menores en la parte baja. Por otro lado, la pendiente media de un cauce está determinada por la diferencia de alturas entre su cabecera y su nivel de base, y por la distancia que separa la cabecera hacia el nivel de base. Por tanto, en un relieve drenado por dos ríos, el río con menor recorrido presentará mayores

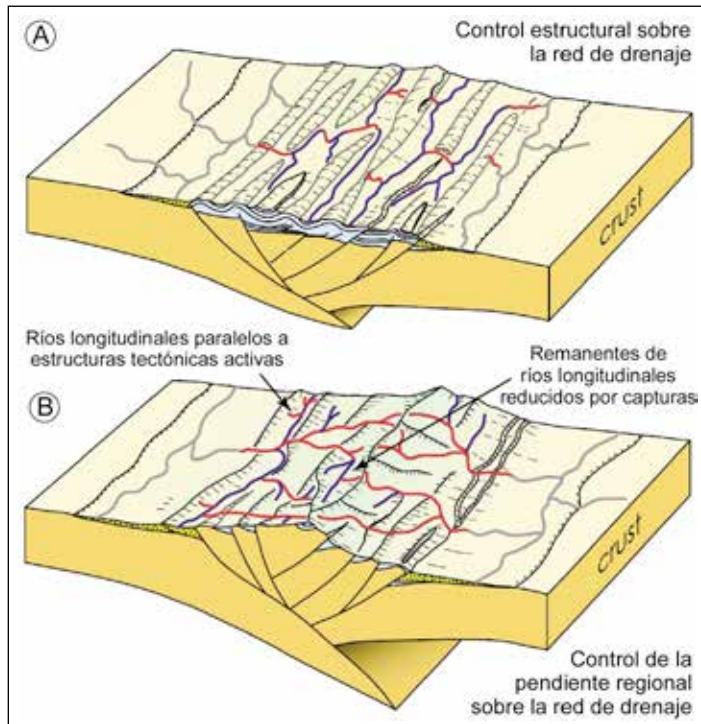


Figura 4: Evolución de la red de drenaje en un orógeno formado por la inversión de un rift. a) En los primeros estadios de inversión, la red fluvial está dominada por ríos longitudinales paralelos a las estructuras tectónicas b) En un estadio maduro de inversión, el incremento de la pendiente regional ha facilitado que los ríos transversales hayan capturado la mayoría de los longitudinales. (Modificado de Babault et al., 2013).

pendientes que el que transcurra por un recorrido más largo hacia el mismo nivel de base.

Anteriormente, se mostraba cómo el surgimiento de estructuras tectónicas creando barreras litoestructurales paralelas a la cordillera puede desviar la red de drenaje de su tendencia natural a fluir siguiendo la línea de máxima pendiente, es decir, desviarla del recorrido más corto hacia su nivel de base. De este modo se genera un desequilibrio en la red de drenaje que tiende a desaparecer a largo plazo, cuando ríos transversales a las barreras litoestructurales son capaces de sobrepasarlas y terminan capturando los ríos longitudinales (Figura 4). La erosión remontante en la cabecera de los ríos transversales se debe a que éstos presentan mayores pendientes debido a que su recorrido hacia el nivel de base es más corto. Esta dinámica se ha observado en el caso del Alto Atlas (Babault et al., 2007) y se propone como una dinámica típica de la evolución de la red fluvial en orógenos derivados de rifts invertidos (Babault et al., 2012).

Las capturas de piedemonte y la acción de la carga sedimentaria (fQ_s)

Numerosos estudios recientes (Sklar & Dietrich, 1998; Whipple & Tucker, 2002) describen la doble función que tienen los sedimentos transportados sobre la incisión, bien como herramienta abrasiva o como capa protectora, dependiendo de la relación entre el aporte sedimentario (Q_s) y la capacidad de transporte (Q_w). Si $Q_s < Q_w$, el río estará en incisión, pero si incrementa el aporte sedimentario y se reduce el poder de transporte ($Q_s > Q_w$), el río

agradará parte de los sedimentos que transporta formando una capa protectora de gravas que disminuye la erodabilidad del lecho a largo plazo (cover effect).

Las capturas de piedemonte se producen por el retroceso de la cabecera de un cauce menor que nace en el propio piedemonte, hacia un cauce de mayor entidad que drena una zona montañosa y transporta una gran cantidad de carga sedimentaria gruesa. Numerosos estudios han descrito casos en que un río principal que nace en la zona montañosa, cuyo lecho de canal está tapizado por sedimentos gruesos, es capturado por tributarios menores que sólo drenan el piedemonte e inciden directamente sobre el substrato (Figura 5). Estas capturas han sido descritas en varias zonas de Norte América (ej. Rich, 1935; Denny, 1967 y Mills, 1983). Más recientemente, Pastor et al. (2012) han reconocido el mismo proceso en la cuenca de antepaís de Ouarzazate, al Sur del Alto Atlas (Marruecos). Mediante la observación de imágenes satelitales y el análisis de modelos de elevaciones digitales, los autores muestran evidencias de capturas de piedemonte afectando a la mayoría de cauces que conforman la red de drenaje de la cuenca de Ouarzazate. Además, se ha identificado la presencia de pequeñas cuencas hidrográficas situadas topográficamente por debajo que los cauces vecinos de mayor entidad (Figura 6). Los márgenes de estas cuencas están en expansión por erosión remontante y amenazan con sobrepasar la divisoria de aguas y capturar a sus cauces vecinos.

Discusión

Las capturas fluviales y su impacto en el medio

A lo largo de este manuscrito se han mostrado distintos tipos de capturas fluviales como mecanismo de reorganización de la red fluvial en distintos contextos geológicos. Algunas de estas capturas pueden afectar a cauces de gran entidad, provocando la movilidad de grandes cantidades de agua o de sedimentos de una zona a otra del territorio. Este fenómeno, que ocurre a escala de tiempo geológico, no requiere especial atención en cuanto a su

impacto sobre intereses humanos. Sin embargo, su estudio tiene interés por la información que proporciona sobre la evolución del relieve, porque puede tener implicaciones notables en la distribución de la biodiversidad (Albert & Crompton, 2010), y porque implica variaciones en la localización espacial de grandes volúmenes de sedimentos en las cuencas (Viaplana et al., 2012), lo cual es de vital importancia en la exploración de ciertos recursos naturales como los hidrocarburos.

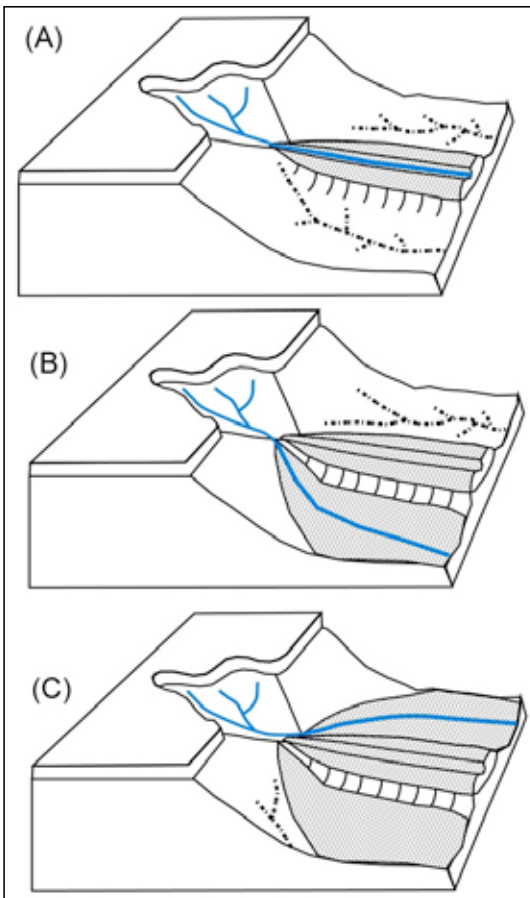


Figura 5: Esquema en el que se muestra la ocurrencia cíclica de capturas de piedemonte y sus depósitos aluviales asociados.

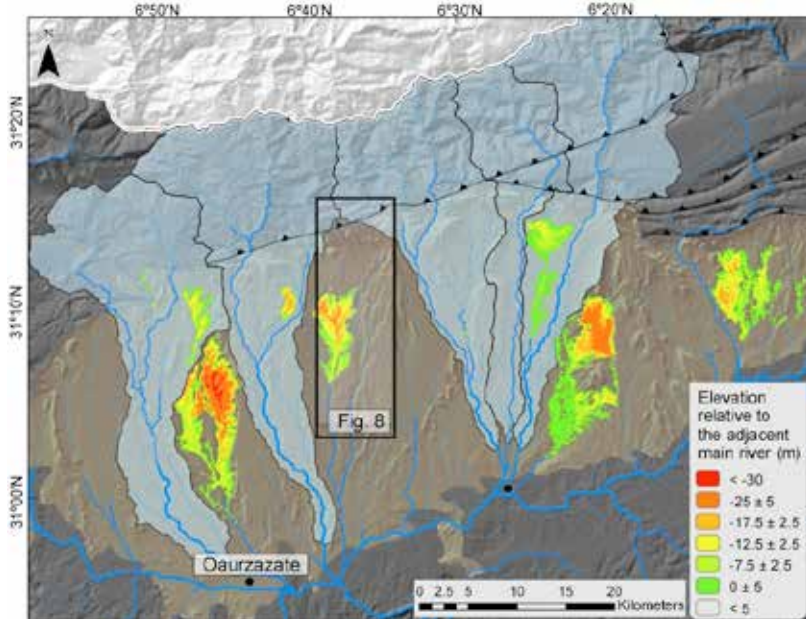
a) Un cauce que drena una zona elevada (altillo o montañas), cuyo lecho está cubierto por sedimentos gruesos, ha quedado topográficamente por encima que las zonas adyacentes, drenadas por ríos de menor entidad que nacen en el piedemonte. b) La erosión remontante por parte de uno de los cauces menores intercepta al río principal, desviando su cauce y su carga sedimentaria, que será depositada en el nuevo lecho. c) Nuevamente, el cauce que solo drena el piedemonte, cuyo lecho está desprovisto de sedimentos aluviales, captura el flujo principal, y éste deja su carga sedimentaria. (Modificado de Pastor et al., 2012).

Otras capturas, como las de piedemonte, suelen implicar a cauces más pequeños en regiones áridas, y en algunos casos, pueden afectar directamente a la actividad humana. Una pequeña captura fluvial puede, por ejemplo, desecar una zona de conreos antes irrigada por el cauce capturado, o generar un incremento del flujo en el cauce captor acompañado de una inundación y/o un aluvión de sedimentos aguas abajo del punto de captura (Figura 6).

En las zonas áridas, la erosión remontante por parte de los cauces es un proceso lento pero continuo a lo largo del tiempo. La capacidad erosiva de los barrancos y cárcavas en las cabezas de los cauces incrementa notablemente durante las esporádicas lluvias torrenciales. Aunque todo el proceso necesario para que ocurra una captura es lento, la captura fluvial

es finalmente un evento súbito que probablemente se producirá durante un evento de lluvia torrencial, cuando los canales de los ríos afectados están al límite de su capacidad. Durante la captura, el cauce captor incrementa su área de drenaje, y por consiguiente su caudal, sin haber adaptado la morfología de su canal al incremento de flujo. Este hecho puede derivar en el desbordamiento del río aguas abajo del punto de captura (Figura 7).

En la cuenca de Ouarzazate se ha identificado un punto que cumple las condiciones para una captura inminente (Figura 8). La futura captura afectará a dos cauces que fluyen paralelos de N a S desde el Alto Atlas. El cauce situado más al W está incidido unos 15 metros por debajo de su vecino situado más al E y muestra una fuerte erosión remontante hacia éste (Figura



8b). La futura captura duplicará el área drenada por el río captor, que pasará de unos 18 km² a 40 km². En un evento de lluvias torrenciales, el incremento de caudal asociado a la captura podría afectar el poblado de Timindit (ver "Timindit, Morocco" en Google Earth), situado a escasos kilómetros aguas abajo del punto de captura, en especial su área de cultivos localizada en una terraza fluvial situada a un metro sobre el lecho del río (Figura 8c).

Capturas fluviales en territorio Chileno

Las características del contexto geológico del territorio chileno lo convierten en un escenario especialmente propicio para la ocurrencia

de capturas. El continuo levantamiento del terreno genera energía potencial para la incisión de los cauces fluviales, incrementando así la posibilidad de capturas entre estos. Las estructuras tectónicas o la presencia de distintas áreas geoestructurales controlan el trazado de la red fluvial las amplias regiones de Chile. Un ejemplo del control estructural sobre la red de drenaje lo muestra el río Loa, que recorre las regiones de Tarapacá y Antofagasta. Su largo recorrido desde su cabecera al nivel de base (440 km) está compuesto de dos tramos longitudinales paralelos a la Precordillera y a la cordillera de la Costa, susceptibles a ser capturados por ríos transversales con un recorrido mucho más corto y directo hacia el océano Pa-

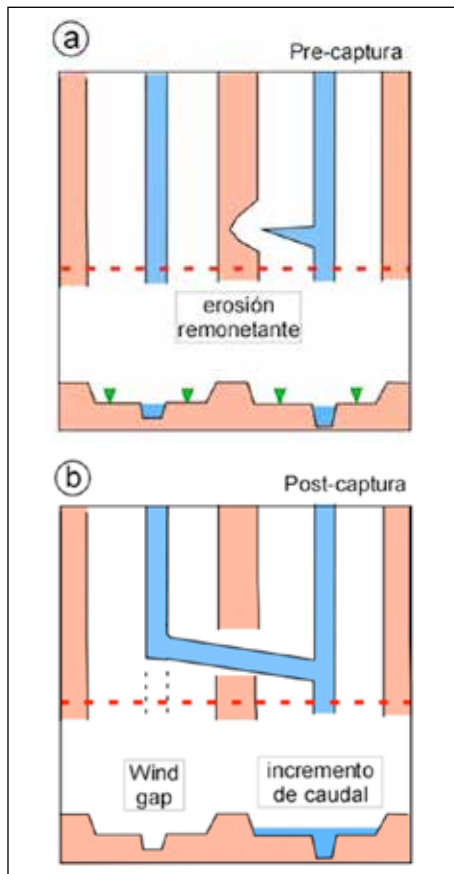


Figura 7. Esquema del antes y el después de una captura fluvial, en planta y en perfil. a) dos ríos fluyen paralelos, cada uno por su canal. b) un tributario del río situado a la derecha ha capturado en ríos de la izquierda. El perfil topográfico muestra un "wind gap" en el cauce capturado y una posible inundación en el cauce captor debido al incremento repentino de caudal.

cífico (Figura 9). Algunos estudios han demostrado la ocurrencia de importantes capturas fluviales ocurridas en el pasado. Rehak (2008) y Farias (2007) muestran evidencias de capturas en los ríos Nahuelbuta y Bueno (Región de los Lagos), y la captura del río Mapocho por parte del río Maipo (zona central de Chile), respectivamente, debido al reciente levantamiento de la cordillera de la Costa.

Por otro lado, la constante reorganización de la red fluvial en las zonas de piedemonte de regiones áridas del norte de Chile conlleva

cierta frecuencia de capturas entre pequeños cauces. Estas regiones no están densamente habitadas y por tanto, la vulnerabilidad de la población es baja. Sin embargo, pequeños núcleos urbanos, zonas de cultivos o algunas infraestructuras pueden estar expuestos a los efectos de una captura fluvial, en forma de riada y aluvión puntual. El caso mostrado anteriormente del pueblo de Timindit, en Marruecos, demuestra que ciertos lugares habitados pueden ser vulnerables a los efectos de una captura fluvial.

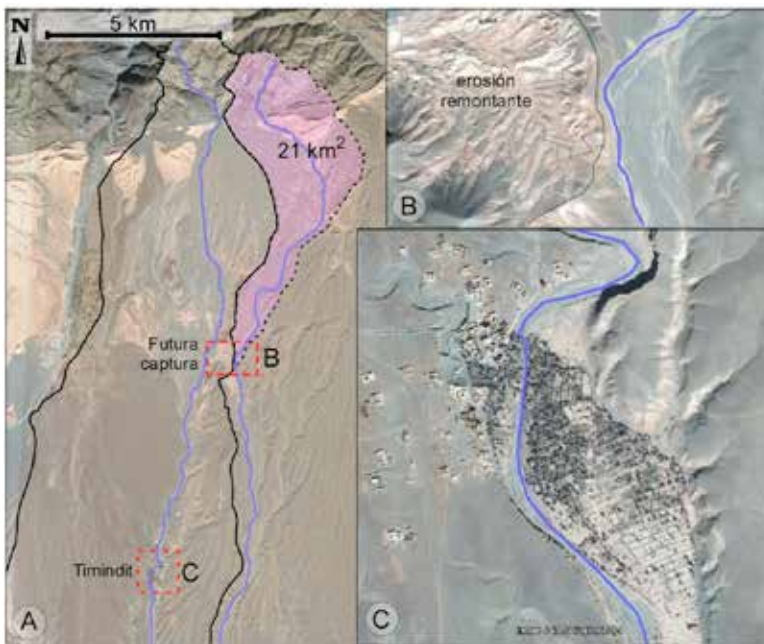


Figura 8. Imagen de satélite Landsat de la zona central de la cuenca de Ouarzazate (ubicación en la Fig. 6) con dos imágenes ampliadas tomadas de Google Earth. a) Están marcados dos cauces vecinos que fluyen en dirección N-S. El cauce situado al W, cuya divisoria de aguas está marcada en línea continua, amenaza con capturar el tramo superior del tramo situado al E, con un área de drenaje de 21 km² marcada en línea discontinua. En la zona central de la imagen, el recuadro muestra el punto en que se produciría la eventual captura, y aguas abajo, otro recuadro corresponde a la localización del poblado de Timindit donde el río llega actualmente con un área de drenaje de 67 km². b) Imagen ampliada donde se puede observar como la erosión remontante por parte del cauce situado al W y topográficamente más deprimido ha acercado la divisoria de aguas a escasos metros del cauce vecino. c) Imagen ampliada del pueblo de Timindit, con áreas de cultivo y alguna pequeña infraestructura localizada en una terraza fluvial inundable.



Figura 9. Trazado del río Loa, entre las regiones de Tarapacá y Antofagasta (Chile). En su largo recorrido (440 km) destacan dos tramos longitudinales paralelos a la Precordillera y a la cordillera de la Costa. Aunque hoy día el río transcurre encajado y no existe ninguna posibilidad de captura a corto plazo, a largo plazo estos tramos son susceptibles de ser capturados por ríos transversales con un recorrido mucho más corto y directo hacia el océano Pacífico, cuya erosión remontante puede observarse claramente y está indicada con flechas.

Bibliografía

- Albert, J. S. & Crampton, W. G. (2010). The Geography and Ecology of Diversification in Neotropical Freshwaters. *Nature Education Knowledge* 3(10):13
- Babault, J., Van Den Driessche, J. & Teixell, A. (2013). Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics, *Tectonics* 31:TC4020.
- 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* 30:767-78.
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic responses to climatic change*. New York, NY: Oxford Univ. Press.
- Burbank, D., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R., Brozovic, N., Reid, M. & Duncan, C. (1996). Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature* 379:505-10.
- Burbank, D. W. & Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Malden, USA: Blackwell Science.
- Calvache, M. L. & Viseras, C. (1997). Long-term Control Mechanisms of Stream Piracy Processes in Southeast Spain, *Earth Surface Processes and Landforms* 22:93-105.

- Chappell, J. (1986). Oxygen isotopes and sea level, *Nature* 324:137-40.
- Coleman, J. M. (1988). Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta, *Geological Society of America Bulletin* 100:999-1015.
- Denny, C. S. (1967). Fans and pediments, *American Journal of Science* 265:81-105.
- Derruau, M. (1967). *Geomorfología*. Barcelona, España: Ed. Ariel
- Farias M. (2007). Tectonique, érosion et évolution du relief dans les Andes du Chili Central au cours du Néogène, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S), *Tectonics* 27:TC1005.
- Gallen, S. F., Wegmann, K. W., Frankel, K. L., Hughes, S., Lewis, R. Q., Lyons, N., Paris, P., Ross, K., Bauer, J. B. & Witt, A. C. (2011). Hillslope response to knickpoint migration in the Southern Appalachians: implications for the evolution of post-orogenic landscapes, *Earth Surface Processes and Landforms* 36:1254-67.
- García, 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* 306:655-81.
- Gupta, S. (1997). Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin, *Geology* 25:11-4.
- Hack, J. T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, United States Geological Survey Professional Paper 294:45-94.
- Howard, A. D. & Kerby, G. (1983). Channel changes in badlands, *Geological Society of America Bulletin* 94:739-52.
- Judson, S. & Kauffman, M. (1990). *Physical geology: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall*, 534p.
- Keller, E. A., Gurrrola, L. & Tierney, T. E. (1999). Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, *Geology* 27:515-8.
- Mikesell, L. R., Weissmann, G. S. & Karachewski, J. A. (2009). Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata, *Geomorphology* 115:267-77.
- Mills, H. H. (1983). Pediment Evolution at Roan Mountain, North Carolina, USA, *Geografiska Annaler* 65:111-26.
- Mon, R., (2005). Control tectónico de la red de drenaje de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol.60, n.3, pp. 461-466.
- 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.
- Ramsey, L. A., Walker, R. T. & Jackson, J. (2008). Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SE Iran, *Basin Research* 20:23-48.
- Rehak, K., Strecker, M. R. & Echtler, H. P. (2008). Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37°-41°S, Chile, *Geomorphology* 94:98-116.
- Rich, J. L. (1935). Origin and evolution of rock fans and pediments, *Geological Society of America Bulletin* 46:999-1024.
- 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. & Wohl, E. E. (eds.) *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. Washington, D. C.: AGU, pp. 237-60.
- Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P. & Clough, S. R. (1989). Anatomy of an avulsion, *Sedimentology* 36:1-23.

- Stock, J. D. & Montgomery, D. R., (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *Journal of Geophysical Research* Vol. 104 (B3) 10.
- Van der Beek, P., Champel, B. & Mugnier, J. L. (2002). Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault-propagation folding, *Geology* 30:471-4.
- Viaplana, M., Babault, J., Van Den Driessche, J., Dominguez, S. & Teixell, T. (2012). Modelización experimental de la dinámica de la red de drenaje fluvial en cuñas de cabalgamientos. Congreso de la Sociedad Española de Geología, Oviedo, Julio 2012
- 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* 104:17,661-17, 74.
- Whipple, K. X. & Tucker, G. E. (2002). Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *Journal of Geophysical Research* 107:ETG3.1-ETG3.20.

Fecha de recepción: 20 de marzo del 2013
Fecha de aceptación: 30 de junio del 2013