

Dinámica de la red de drenaje en sistemas orogénicos- cuencas: implicaciones sobre los sistemas petroleros

MARC VIAPLANA MUZAS

Junio 2015



Universitat Autònoma de Barcelona



Departament de Geologia
Universitat Autònoma de Barcelona



Dinámica de la red de drenaje en sistemas orogénicos- cuencas: implicaciones sobre los sistemas petroleros

MARC VIAPLANA MUZAS

Memoria presentada para optar al grado de doctor en Geología

Director:

Julien Babault

Cerdanyola de Vallès, Junio 2015

Proyecto co-financiado por el ministerio de economía y competitividad (nº proyecto: CGL2010-15416/BTE) y un convenio REPSOL/Universitat Autònoma de Barcelona, (Noviembre 2011).

*A la meva família,
als que hi són i als que se n'han anat.*

*Nuestras vidas son los ríos
que van a dar en la mar,
que es el morir:
allí van los señoríos,
derechos a se acabar
y consumir;
allí los ríos caudales,
allí los otros medianos
y más chicos;
y llegados, son iguales
los que viven por sus manos
y los ricos.*

Jorge Manrique

Agraïments/Agradecimientos/Remerciements

Arribat aquest moment miro enrere i em sembla mentida haver arribat fins aquí. Penso en tota la gent que m'ha ajudat a tirar endavant, que ha estat molta, i no puc fer res més que dedicar-vos unes paraules que són insignificants comparades amb l'ajuda rebuda.

En primer lugar quiero agradecerle la confianza, esfuerzo y paciencia a ti, Julien. Confiaste en mí desde el trabajo de máster y lograste un convenio entre la Universidad y REPSOL para ofrecerme este Doctorado. Siempre recordaré las largas horas de "manip" al sótano escuchando, como no, "El sótano". Me has guiado, orientado y aconsejado cuando estaba perdido... Sin ti, esto no hubiera sido posible. Muchísimas gracias Ju!

Este doctorado tampoco hubiera sido posible sin la ayuda de Xavier Legrand, que nos apoyó con el proyecto desde Repsol. Merci beaucoup! On doit aller à pécher pour célébrer la fin de la thèse!

A todos los miembros de Repsol que han confiado en mí y me han ayudado en todo lo posible. José Luis Tornero, Elvira Álvarez, Carlos Díaz, Valerio Memmo y Claudia Bertoni. Un agradecimiento especial a Manu por la ayuda prestada y la paciencia.

Stephane Dominguez, has sido una pieza clave en este doctorado. Has hecho que todo en el laboratorio estuviera preparado para cuando llegara, me has ayudado en la preparación de las "manips" y en todo lo que te he pedido. He aprendido mucho junto a ti. Te agradezco la confianza que has tenido en mí y también la paciencia y los consejos. Merci Steph! ;-)

A Christian Romano, por haberme ayudado en cualquier pequeño (o gran) problema que me encontraba en el laboratorio, además de las charlas que amenizaban las interminables horas debajo "el sótano".

Jean Van Den Driessche por los consejos y la ayuda prestada. Merci VDD!

A tots els professors: Grigri, Teixi, Reche, Gumer, Esteve, Mercè, Paco, M^a Luisa, Pini i al David perquè, voluntària o involuntàriament, m'heu ajudat a tirar endavant amb consells o, simplement, fent-me riure al menjador y a les barbacoes/calçotades/garrinades que em fet. Gràcies!

A les "secres" de geologia: Sara, Sílvia, Glòria i Tere, sense vosaltres encara no hagués fet ni la matrícula del primer any! Gràcies per haver tingut tanta paciència amb mi i, sobretot, per rebrem sempre amb un somriure.

À tous mes amis de Montpellier et, en particulier, à Yannick et GianLuca.

Je souhaite remercier Antoine et Fatna pour m'avoir hébergé et ouvert leurs portes comme si j'étais un membre de leur famille. Je n'ai pas de mots pour vous remercier de votre hospitalité, votre gentillesse et l'amitié que vous m'avez portée. Je n'oublierai jamais les bières, les discussions et l'"aventure" passées à vos côtés. J'espère que cette amitié ne se perdra jamais. Merci beaucoup à vous deux, vous êtes super ("cojonudos").

Als "becarios precarios" Eudald, Víctor i Jordi. Als "masterandos", Andreu Badia i Andreu Vinyoles i als ja doctors, Alvar, Isi i Carlos.

Una abraçada al Salva, al “parcerinho” Camilo, Mireia, Lucia, Marta i Dídac. Sense vosaltres, aquests anys no haguessin valgut la pena!

Amics i companys de la llicenciatura Salva, Raquel, Ori, Enric i, en especial, a tu Ciscu, amic, germà, confident i company d’aventures, de birres, d’escalada, de muntanya, de platja, de festa... Gràcies per tot!

Als meus amics de sempre: Maria, Emili, Alex, Lara, Alba i Adri. Encara que no sabéssiu ni entenguéssiu res del que feia m’heu ajudat moltíssim!

A la meva família, aquesta tesi també és vostra, papa, mama i Roger.

A tu, Ester, que m’has ajudat, recolzat i animat en l’últim tram de la tesi. Gràcies carinyo!

Marc Viaplana Muzas

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	2
Introducción	3

PARTE 1

CAPÍTULO 1: Evolución de la red de drenaje y patrones de sedimentación en un prisma de acreción experimental	11
1. Introduction	13
2. Method	14
2.1 Setup.....	14
2.2 Analysis of the accretionary wedges.....	16
2.3 Scaling.....	16
2.4 Analysis of the digital topographies.....	17
2.4.1 Scaling of the erosion law.....	17
2.4.2 Quantification of erosion and uplift.....	20
2.4.3 Quantification of the proportion of deviations.....	20
3 Results	20
3.1 Style of deformation.....	20
3.2 Surface processes.....	22
3.3 Amounts of erosion and erosion rates.....	24
3.4 Scaling erosion law with steady state reaches.....	27
3.5 Dynamics of drainage network and sedimentation.....	29
4 Discussion	33
4.1 Advantages of experimental modelling.....	33

4.2	Controls on spacing of persistent transverse channels.....	34
4.3	Controls on sediment dispersal.....	36
4.4	Prism widening.....	37
5	Conclusions.....	37
	References.....	38

CAPÍTULO 2: Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre la sedimentación en un prisma de acreción experimental.....45

1.	Introducción.....	47
2.	Metodología.....	49
2.1.	Configuración experimental.....	49
2.2.	Cálculo de las velocidades de migración de las divisorias de aguas.....	49
2.3.	Cálculo de los volúmenes de erosión y las tasas de incisión, erosión y levantamiento.....	49
2.4.	Cálculo de tasas de sedimentación.....	50
3.	Resultados.....	50
3.1.	Reorganización de la red de drenaje durante la construcción del prisma experimental e influencia sobre la distribución de los flujos sedimentarios.....	50
3.1.1.	Migraciones de divisorias de aguas y capturas.....	50
3.1.2.	Procesos de erosión cerca de las divisorias de agua.....	56
3.1.3.	Velocidades de migración de las divisorias.....	56
3.1.4.	Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre las áreas fuentes y los flujos de sedimentos: el ejemplo del experimento A2 (8 cm/h de acortamiento y 9 mm/h de lluvia).....	57
3.2.	Reorganización de la red de drenaje posterior a la construcción del prisma experimental.....	62
4.	Discusión.....	64
5.	Conclusión.....	67
	Bibliografía.....	69

PARTE 2

CAPÍTULO 3: Influencia de la dinámica de la erosión en el Central Range

de Papúa sobre el sistema sedimentario de la bahía de Cendrawasih.....73

1	Introducción.....	75
2	Marco geológico.....	77
2.1	Geodinámica y estructura de la isla Irian Jaya.....	77
2.2	Cendrawasih Bay.....	80
2.3	Litologías de las formaciones del Central Range que alimentan la bahía de Cendrawasih.....	81
3	Metodología.....	83
3.1	Dinámica de la red de drenaje.....	84
3.2	Volúmenes erosionados en el Central Range.....	85
3.3	Litologías drenadas por los ríos del Central Range que desembocan en la bahía de Cendrawasih.....	87
3.4	Volúmenes de sedimentos y dinámica sedimentaria actual en la cuenca de Cendrawasih.....	87
4	Resultados.....	88
4.1	Central Range.....	88
4.1.1	Principales rasgos geomorfológicos.....	88
4.1.2	Indicios geomorfológicos de la dinámica de la red de drenaje.....	90
4.1.3	Volumen erosionado en el Central Range.....	93
4.1.4	Litologías procedentes del Central Range que alimentan la bahía de Cendrawasih.....	97
4.2	Bahía de Cendrawasih.....	99
4.2.1	Batimetría.....	99
4.2.2	Volumen sedimentado en la cuenca de Cendrawasih.....	100
5	Discusión.....	104
5.1	Evolución tectono-morfológica de los Central Range.....	104
5.2	Balance de volúmenes erosionados y sedimentados.....	106
5.3	Tasas de sedimentación, rutas de sedimentos y composiciones de los aportes en sedimentos clásticos en la bahía de Cendrawasih.....	109
5.3.1	Rutas subaéreas y composiciones asociadas.....	109
5.3.2	Rutas submarinas y su control sobre las composiciones del relleno y las tasas de sedimentación.....	110
6	Conclusiones.....	112

Bibliografía	113
Conclusiones	119
Conclusions	123
Bibliografía	127
ANEXOS	139
Capítulo 1.....	141
Capítulo 2.....	159
Capítulo 3.....	163

Resumen

Esta tesis presenta un estudio de la interacción entre la tectónica y la red de drenaje y cómo esta interacción controla los patrones y las tasas de sedimentación. Esta tesis está dividida en dos partes, en la primera se presentan los resultados de una modelización experimental (Capítulo 1 y Capítulo 2), y en la segunda, se realiza un estudio de un caso natural sobre un sistema orógeno-cuenca ubicado en Irian Jaya (Indonesia), compuesto por la cordillera del Central Range y la cuenca de Cendrawasih (Capítulo 3).

En el **Capítulo 1** se investiga experimentalmente cómo la interacción entre la deformación y la red de drenaje controla las variaciones del flujo sedimentario a lo largo de los modelos experimentales, sometidos a acortamiento y erosión. Primero se muestra que el comportamiento (geométrico y cinemático) de los canales experimentales bajo condiciones de levantamiento es similar al de los ríos observados en la naturaleza. Se muestra también que variar la proporción entre la tasa de lluvia y la tasa de acortamiento controla la organización de la red de drenaje. Si esta proporción es alta, la red de drenaje está dominada por tramos transversales, resultando en un sistema deposicional lineal a lo largo del frente de la estructura activa. Por el contrario, si la proporción es baja, la red de drenaje está dominada por tramos longitudinales, resultando en sistemas deposicionales puntuales. Finalmente se muestra que este comportamiento está controlado por una relación no lineal entre el caudal de los canales y la tasa de levantamiento.

En el **Capítulo 2** se muestra experimentalmente que una red de drenaje dominada por canales longitudinales se reorganiza a una red de drenaje dominada por canales transversales mediante migraciones de divisorias de aguas y procesos de capturas. La reorganización de la red de drenaje tiene como consecuencia la modificación del tamaño de las áreas de drenaje y, por consiguiente, de las tasas de sedimentación en las partes externas de los modelos. Estas tasas parecen no solo estar controladas por las fuerzas externas al sistema geomorfológico, que son la Tectónica y el Clima, sino también por la dinámica intrínseca del sistema geomorfológico. Además esta reorganización de la red de drenaje por capturas hacia un estadio dominado por tramos transversales, más estables, modifica la distribución espacial de los cuerpos sedimentarios en las partes externas de los modelos.

En el **Capítulo 3** se realiza un estudio geomorfológico que sugiere que la red de drenaje del Central Range se está reorganizando desde un estado inicial dominado por un drenaje longitudinal, formado hace 12 Ma, a uno dominado por un drenaje transversal siguiendo el mismo patrón que en los modelos experimentales. Los resultados obtenidos han permitido realizar un balance de volúmenes erosionados y sedimentados por las principales cuencas del Central Range que desembocan a la bahía de Cendrawasih y estimar la composición del relleno sedimentario que muestra que la cuenca ha sido alimentada mayoritariamente por filitas negras con materia orgánica. El balance de volúmenes se basa en un análisis de imágenes sísmicas de la cuenca sedimentaria y en una síntesis en el área fuente de los datos de erosión precedentes de la literatura. Este estudio muestra que el sistema orógeno-cuenca, Central Range–Cuenca de Cendrawasih, es un sistema dinámico que está en un estado transitorio probablemente desde la emersión de la cadena montañosa en el Mioceno Superior.

Abstract

This thesis studies the interaction between tectonics and the river network and how this interaction controls the patterns and rates of sedimentation. This work is composed of two parts, the first one presents the results of the experimental modeling (Chapter 1 and Chapter 2), and the second one shows the study of a natural Source-To-Sink system located in Irian Jaya (Indonesia), composed by the Central Range and Cendrawasih Basin (Chapter 3).

In **Chapter 1** I investigate experimentally the interactions between tectonics and the drainage network and its control on along-strike sediment fluxes in wedges submitted to shortening and rainfall. We first show that the behavior (geometries and kinematics) of experimental channels evolving under uplifting conditions are similar to what is observed in natural landscapes. We show substantial differences in both the drainage organization and along-strike variations in sediment accumulations by varying the ratio of rainfall rate over shortening rate. If this ratio is high, transverse channels draining a wedge are not diverted and a line-source dispersal system develops in front of the active structure. At low ratio, the merger of drainage basins in the backlimb of frontal structures results in gridiron drainage patterns and in point-sourced depositional systems separated by areas fed only by small channels developed in the external limbs. We show that this behavior is controlled by a non-linear relation between the channel discharge and the uplift rate.

In **Chapter 2** experiments show that a longitudinal-dominated drainage network can be reorganized to a transverse-dominated drainage network by divide migration and captures. This reorganization of the drainage network implies variations in the size of drainage basins, and consequently, in the rates of sedimentation at the external parts of the models. The rates of sedimentation appear to be controlled not only by Tectonics and Climate, but also by the intrinsic dynamics of the geomorphic system. In addition, the drainage-network reorganization also modifies the spatial distribution of clastic bodies from point-sourced depositional systems to line-source dispersal systems.

In **Chapter 3** the Source-To-Sink system, made of the Central Range and the Cendrawasih basin, is analyzed. The geomorphic study the Central Range suggests that the drainage network is reorganizing following the same pattern as in the experimental modeling. A balance between the eroded volumes in the main drainage basins of the Central Range and the deposited volumes stored in the Cendrawasih basin allowed to estimate the infilling composition and it shows the basin has been mainly fed by graphitic black phyllites. The volume balance has been done using erosion rates extracted from the literature and the seismic lines of the Cendrawasih basin. This study shows that the Source-To-Sink system of the Central Range-Cendrawasih basin is a dynamic system that is in a transient state, probably since the beginning of the Central Range building in Late Miocene.

Introducción general

Un sistema Orógeno-Cuenca (Source-to-Sink) es un sistema global que abarca los diferentes sistemas geomorfológicos y deposicionales, desde los ríos que drenan y erosionan las montañas hasta sus sistemas deposicionales asociados donde se acumulan los productos de erosión (Figura 1). Estos sistemas están interconectados. La composición, el tamaño de grano, las variaciones en los volúmenes y las tasas de sedimentación en las cuencas son función de la dinámica de la erosión y del transporte en las áreas fuente (e.g., Allen, 2008; Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Davis, 1899; Gilbert, 1877; Humphrey and Heller, 1995; Leeder et al., 1998; Mackin, 1948; Stock et al., 2006; Whittaker et al., 2010)

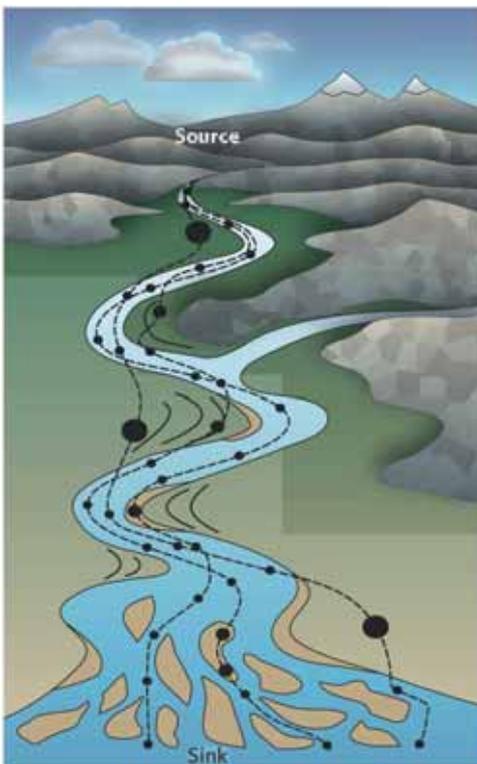


Figura 1. Esquema de un sistema Orógeno-Cuenca (Source-to-Sink), según Allen 2008. En esta tesis se focaliza en el estudio de la dinámica de la red drenaje y de su influencia sobre el flujo de sedimentos que alimenta las cuencas sedimentarias al pie de un orógeno.

Las tasas de erosión y sedimentación están controladas a priori por las tasas de levantamiento y la intensidad y frecuencia de los eventos lluviosos, es decir, por las fuerzas externas que son la tectónica y el clima (e.g., Milliman and Syvitski, 1992; Molnar and England, 1990; Talling and Sowter, 1998; Whipple, 2004). Procesos intrínsecos al sistema geomorfológico, como las capturas y los retrocesos de divisoria de aguas, pueden también modificar el tamaño de una cuenca de drenaje, que tradicionalmente se ha considerado constante, y por consiguiente pueden influir en las tasas de erosión y el flujo de sedimentos que entra en

las cuencas sedimentarias. Trabajos recientes, en el Alto Atlas de Marruecos y la Cordillera Oriental de Colombia, muestran que durante la construcción de un orógeno, la red de drenaje se reorganiza vía retrocesos de divisorias de aguas y/o por capturas (Babault et al., 2013; Babault et al., 2012). Muestran que la red fluvial evoluciona de un estadio precoz dominado por un drenaje longitudinal (paralelo al eje del orógeno) y controlado por las estructuras tectónicas principales, a otro dominado por un drenaje transversal (perpendicular al eje del orógeno y a las estructuras principales). Han demostrado que la reorganización de la red de drenaje está controlada por el aumento de la pendiente regional (aumento de la altura media) durante la construcción de esos orógenos (Figura 2). El retroceso de las divisorias de aguas hacia el interior de un orógeno y capturas de ríos situados en las zonas internas tienen como consecuencia la variación del tamaño de las cuencas de drenaje y potencialmente cambios en la litología de las rocas erosionadas. A su vez esas modificaciones resultan en cambios del flujo de sedimentos, de la distancia de transporte, de la composición de los sedimentos transportados por los ríos y posiblemente en variaciones de la granulometría.

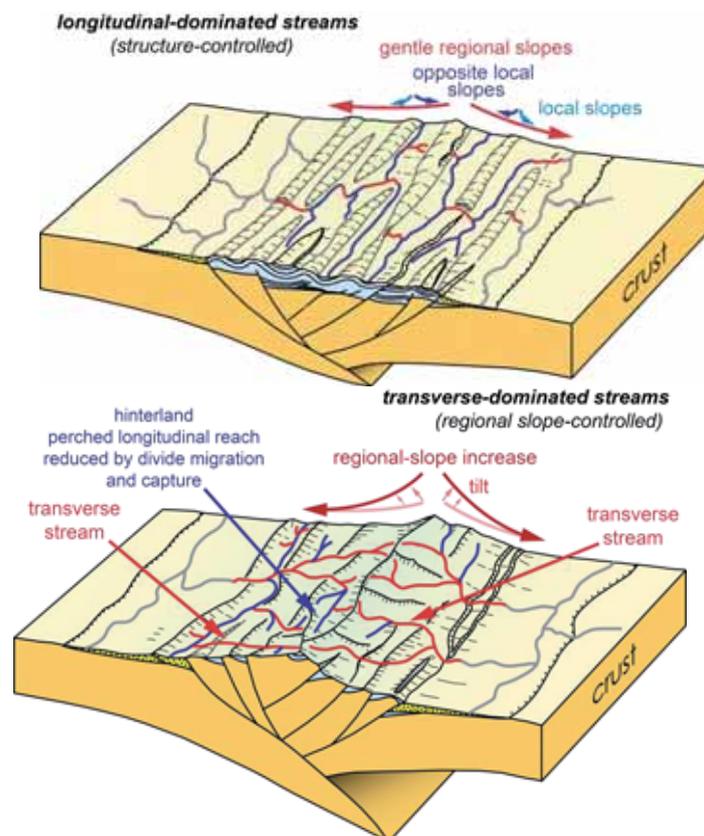


Figura 2. Esquema de la evolución de la red de drenaje durante la inversión de un rift. En una primera etapa la red de drenaje está dominada por tramos longitudinales. Con el aumento de la pendiente regional, los ríos transversales aumentan el poder erosivo y acaban capturando los tramos longitudinales del interior del orógeno, dando lugar a una segunda etapa caracterizada por una red de drenaje dominada por tramos transversales. Según Babault et al. (2012).

Para llevar a cabo un análisis de un sistema Orógeno-Cuenca (Source-to-Sink) es necesaria la integración de disciplinas tradicionalmente separadas como la tectónica, la sedimentología y la geomorfología. La disponibilidad de nuevas herramientas numéricas y nuevos datos, como los modelos digitales de elevación, los perfiles sísmicos de alta resolución, las tasas de erosión y los datos de procedencia permiten una comparación detallada entre la dinámica de la zona en erosión y la zona en sedimentación. Un análisis de un sistema Orógeno-Cuenca permite mejorar el entendimiento de la dinámica de los procesos de erosión y de transporte y, por consiguiente, mejorar el entendimiento de las cuencas sedimentarias, de los sistemas petroleros asociados y mejorar la predicción de la calidad de los reservorios.

En este trabajo se estudia la dinámica de la red de drenaje en prismas experimentales para entender las relaciones entre fuerzas externas al sistema “Source to Sink” y su dinámica. Se estudian en particular la influencia de la proporción entre la tasa de precipitación y la tasa de acortamiento sobre la organización de la red de drenaje y los patrones de sedimentación (espaciado entre los abanicos) en las partes frontales a los prismas de acreción (Capítulo 1). Además, los experimentos confirman el modelo de evolución de la red de drenaje basado en el estudio del Alto Atlas marroquí y de la Cordillera Oriental de Colombia, mostrando que, a tasas de levantamiento y de pluviometría constantes, la red de drenaje puede reorganizarse desde un drenaje controlado por las estructuras (longitudinal) hacia un drenaje controlado por la pendiente del prisma (drenaje transversal). Esas reorganizaciones se realizan por retrocesos de divisorias de aguas y capturas, y están asociadas a modificaciones del patrón de sedimentación así como de los flujos de sedimentos (Capítulo 2). Finalmente se ha estudiado un sistema “Source to Sink” en la parte oeste de la isla de Papúa - Nueva Guinea (Irian Jaya, Indonesia). La red de drenaje de la parte central de los Central Range de Irian Jaya presenta ríos paralelos a las principales estructuras tectónicas, es decir longitudinales con una dirección NO-SE en la parte interna del orógeno. En cambio, en los flancos la red de drenaje de los Central Ranges está dominada por ríos transversales fluyendo en dirección N-S en el sentido de la pendiente regional, perpendicular a las estructuras tectónicas principales (Figura 3). El río principal, el río Derewo, que desemboca a la cuenca de Cendrawasih es un río longitudinal que drena la parte central de la cadena de montañas. Está bordeado por ríos transversales a lo largo de la cordillera, cuyas cabeceras parecen amenazar de capturarlo. Esta característica hace de esta cordillera un laboratorio natural privilegiado para asentar el modelo de evolución de la red de drenaje de Babault et al. (2012). Si existe una reorganización de la red de drenaje en el Central Range podemos esperar que esta haya influido en las tasas de sedimentación, la composición del sedimento y el tamaño de grano en las cuencas sedimentarias que lo bordean y en particular en la bahía de Cendrawasih donde la empresa petrolera Repsol tiene intereses económicos (Capítulo 3).

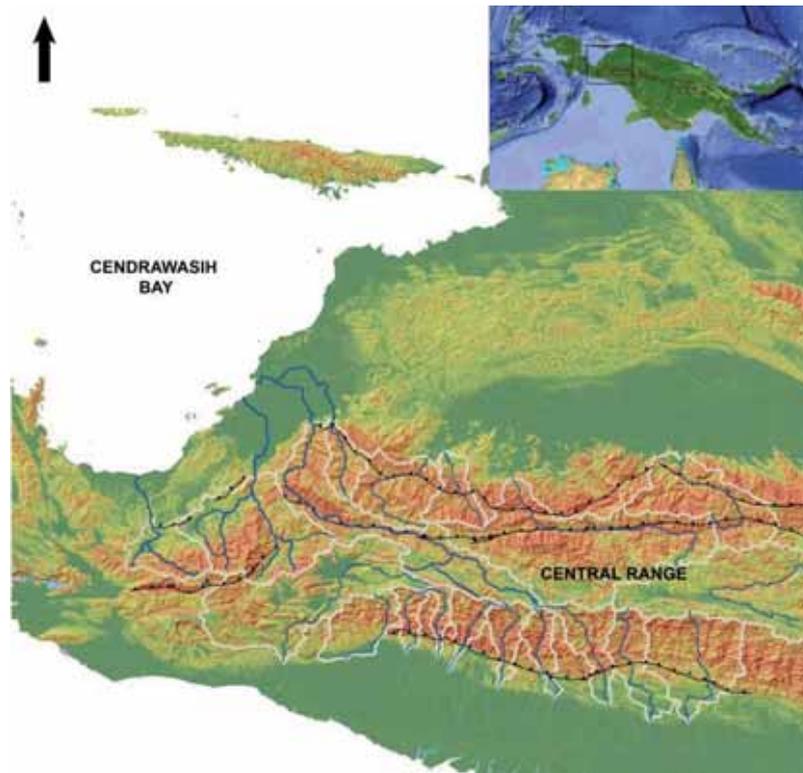


Figura 3. Ubicación de la zona de estudio en los Central Range de Irian Jaya (Indonesia). Vista en planta del mapa de pendientes (rojo las más elevadas y verde las más suaves) donde se representa la red de drenaje en azul, las principales cuencas líneas blancas y las principales estructuras cabalgantes en negro. Nótese la organización longitudinal de los ríos en la parte central de la cadena, donde las pendientes son más suaves.

Bibliografía

- Allen, P. A., 2008, From landscapes into geological history: *Nature*, v. 451, no. 7176, p. 274-276.
- Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M. L., and Tesón, E., 2013, Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 377, no. 1, p. 141-158.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., and Teixell, A., 2012, Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics: *Tectonics*, v. 31, no. 4, p. TC4020.
- Castelltort, S., and Van Den Driessche, J., 2003, How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record?: *Sedimentary Geology*, v. 157, no. 1-2, p. 3-13.
- Davis, W. M., 1899, The geographical cycle: *Geographical Journal*, v. 14, p. 481-504.
- Gilbert, G. K., 1877, Report on the geology of the Henry Mountains: *Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, Publication of the Powell Survey*: Washington, D. C., U.S. Gov. Print. Off., p. 160.
- Humphrey, N. F., and Heller, P. L., 1995, Natural oscillations in coupled geomorphic systems: An alternative origin for cyclic sedimentation: *Geology*, v. 23, no. 6, p. 499-502.
- Leeder, M. R., Harris, T., and Kirkby, M. J., 1998, Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy: *Basin Research*, v. 10, no. 1, p. 7-18.

- Mackin, H. J., 1948, Concept of the graded river: Geological Society of America Bulletin, v. 59, no. 5, p. 463-512.
- Milliman, J. D., and Syvitski, J. P., 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers: The Journal of Geology, p. 525-544.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: Nature, v. 346, no. 6279, p. 29-34.
- Stock, G. M., Ehlers, T. A., and Farley, K. A., 2006, Where does sediment come from? Quantifying catchment erosion with detrital apatite (U-Th)/He thermochronometry: Geology, v. 34, no. 9, p. 725-728.
- Talling, P. J., and Sowter, M. J., 1998, Erosion, deposition and basin-wide variations in stream power and bed shear stress: Basin Research, v. 10, no. 1, p. 87-108.
- Whipple, K. X., 2004, Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 32, p. 151-185.
- Whittaker, A. C., Attal, M., and Allen, P. A., 2010, Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics: Basin Research, v. 22, no. 6, p. 809-828.

PARTE 1

Capítulo 1

Evolución de la red de drenaje y patrones de sedimentación en un prisma de acreción experimental

Accepted with moderate revision in Tectonophysics

Abstract

In fold and thrust belts drainage organization and patterns of sedimentation depend conceptually on the ability or not for preexisting reaches to incise uplifting thrust sheets. In this study we investigate experimentally the dynamics of drainage network in a wedge submitted to shortening and erosion. It allows us to reproduce and monitor the interactions between tectonics, erosion and sedimentation during the development of up to five successive thrust sheets. In the experiments channels adjust to uplift rate by both increasing their slope and narrowing their channels as it is observed in nature. The series of experiments shows that the proportion of persistent preexisting transverse channels increases with the ratio of rainfall over shortening rates. The experiments confirm the view that the competition between discharge and tectonic uplift controls along-strike variations in sediment flux in sedimentary basins by controlling drainage organization. If the transverse channels draining a wedge are not diverted, a line-source dispersal system develops in front of the active structure. If channels are diverted in the backlimb of the frontal structure it results in point-sourced depositional systems separated by areas fed only by small channels developing in the front of the wedge. Fans accumulated in front of the active structures reveal two stages of sedimentation, one of progradation, while the frontal structure is active and a second one of valley backfilling and sealing of the thrust during internal deformation of the wedge. The experiments also suggest that spatial variations in rock uplift rate along a thrust front may be evidenced by minimum-discharge variations of persistent transverse channels.

Keywords: experimental modeling, accretionary wedge, drainage network organization, river diversion, sedimentation patterns, source-to-sink.

*En el **Capítulo 1** se investiga experimentalmente como la interacción entre la deformación y la red de drenaje controla las variaciones del flujo sedimentario a lo largo de los modelos experimentales, sometidos a acortamiento y erosión. Primero se muestra que el comportamiento (geométrico y cinemático) de los canales experimentales bajo condiciones de levantamiento es similar al de los ríos observados en la naturaleza. Se muestra también que variar la proporción entre la tasa de lluvia y la tasa de acortamiento controla la organización de la red de drenaje. Si esta proporción es alta, la red de drenaje está dominada por tramos transversales, resultando en un sistema deposicional lineal a lo largo del frente de la estructura activa. Por el contrario, si la proporción es baja, la red de drenaje está dominada por tramos longitudinales, resultando en sistemas deposicionales puntuales. Finalmente se muestra que este comportamiento está controlado por una relación no lineal entre el caudal de los canales y la tasa de levantamiento.*

Drainage network evolution and patterns of sedimentation in an experimental wedge

Marc Viaplana-Muzas^a, Julien Babault^a, Stéphane Dominguez^b, Jean Van Den Driessche^c,
Xavier Legrand^d

^a Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain.

^b Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, F-34095, France.

^c Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Rennes, France.

^d Petronas CariGali, Twin Tower KLCC, 50088, Kuala Lumpur, Malaysia.

1 Introduction

The drainage network at the Earth's surface exerts a first order control on the relief dynamics and the erosion of mountain belts. Rivers transmit the changes in tectonics, climate and eustatism to the orogen as a whole and drainage network organization controls the efficiency of mass transfer at the Earth's surface by controlling the sediment routing. Beyond its role in shaping the topography, the drainage network is a main controlling factor of the coupling between Earth's surface processes and deep crustal deformation, as well as of the relations between tectonics and climate variations, and the sedimentary record in basins. During mountain building, the drainage network development involves river diversions and captures at different scales (e.g. Babault et al., 2012; Castelltort et al., 2012; Giletycz et al., 2015) resulting in rapid changes in sediment routing and spatial distribution of erosion. Indeed, in response to folding or thrusting, transverse rivers are commonly diverted into longitudinal reaches, parallel to the structures, that gather into greater rivers, which maintain gorges through growing structures (e.g. Burbank et al., 1999; Burbank and Vergés, 1994; Jackson et al., 1996; Jolley et al., 1990; Oberlander, 1985; Talling et al., 1995). By controlling the spacing between outlets, drainage diversion may eventually control the loci of sediment supply and the stratigraphic architecture in foreland-basins (Gupta, 1997; Horton and DeCelles, 2001; Tucker and Slingerland, 1996). Conceptually, the ability or not for preexisting reaches to incise uplifting structures controls the number of diversions, and by extension drainage organization, a view confirmed by numerical models (Champel et al., 2002; Humphrey and Konrad, 2000; Koons, 1994; Koons, 1995; Sobel et al., 2003; Tomkin and Braun, 1999; van der Beek et al., 2002). In particular, numerical models, where deformation is reduced to uplift and advection of a rigid block, show that the proportion of persistent preexisting transverse channels scales with the ratio of precipitation over shortening rate (Champel et al., 2002; Tomkin and Braun, 1999). Alternatively, it has been proposed that aggradation in the backlimb of emergent thrusts also

helps transverse rivers to balance uplift rates allowing them to maintain their course instead of being diverted (Humphrey and Konrad, 2000), or that axial slopes, controlled by the dip of the décollement layer where the thrusts are rooted, may divert preexisting transverse channels before they reach the uplifts (Champel et al., 2002; van der Beek et al., 2002).

In this study we investigate experimentally how drainage network and deformation interactions control along-strike variations in sediment flux in wedges submitted to shortening and erosion. We first show that the behavior (geometries and kinematics) of experimental channels evolving under uplifting conditions are similar to what is observed in natural landscapes. We show substantial differences in both the drainage organization and along-strike variations in sediment accumulations by varying the ratio of rainfall rate over shortening rate. If this ratio is high, transverse channels draining a wedge are not diverted and a line-source dispersal system develops in front of the active structure. At low ratio, the merger of drainage basins in the backlimb of frontal structures results in gridiron drainage patterns and in point-sourced depositional systems separated by areas fed only by small channels developed in the external limbs. We show that this behavior is controlled by the capacity for channels to incise uplifting structures, i.e. at a first order, by the competition between channel discharge and uplift rate.

2 Method

2.1 Setup

In this work we present eight experiments run under shortening rates ranging from 4 cm/h to 100 cm/h, six of which were submitted to a precipitation rate of 9 mm/h and the other two to a precipitation rate of 18 mm/h. The experimental set-up used in this study is adapted from the setup used by Graveleau and Dominguez, (2008) and Graveleau et al., (2011). The deformation device dimensions are 80 x 150 cm and are constituted by a basal film pulled beneath a static buttress. The film is overlaid by the analogue material that models the upper part of the crust. Shortening induces material deformation and generates an accretionary wedge composed of imbricated thrusts. The rainfall system is composed by sprinklers that deliver water micro-droplets over the model. Sprinklers deliver water micro-droplets in sequences of 10 seconds with rain and 3 seconds without rain in order to improve channel incision processes. Droplet size is small enough (diameter $\leq 100 \mu\text{m}$) to reduce rain-splash effect and potential surface craterization. Water runoff generates both diffusive erosion processes on hillslopes and incision/lateral erosion in channels. Spatial variation of rainfall rates due to air convection induced by water supply from sprinklers have been measured to be minor (<10% on average).

The analogue material is composed of three different materials: glass microbeads, silica powder and plastic powder (PVC). To obtain experiments with thrusts spaced enough to avoid the burying of thrust backlimbs by fans, we adjust the composition of material mixtures, the thickness of the material and layering of different materials. As mentioned above, aggradation in the backlimb of an uplifting thrust helps transverse rivers to balance uplift rates. Two different analog material mixtures were derived and deposited in two layers in the sand-box. The upper layer is the material submitted to erosion and it is made up with 46% of glass microbeads, 30% of silica powder and 24% of plastic powder (PVC) plus some graphite (<1%) necessary for photo-correlations (material IV). This mixture is slightly different to the material IV used in Graveleau et al. (2008), Graveleau et al. (2011) and Strack et al., (2011). The lower layer is made of 50% of glass microbeads and 50% of PVC. We performed several tests and we found empirically that a total thickness of 55 mm made by a basal layer of 5 mm of glass microbeads (décollement layer), overlaid by 45 mm of the analog materials plus a thin layer (5 mm) of glass microbeads within the upper mixture results in 14-cm-spaced thrust sheets (Fig. 1). The thin layer of glass microbeads within the upper mixture allows slip to occur within the material IV resulting in folding. The deformation style reproduces well an accretionary wedge pattern made of individualized in-sequence thrust faults dipping toward the buttress. The material IV submitted to erosion has enough cohesion for valleys and crest to develop but not too high for basal shear stress applied by the fluid on the riverbed to exceed the thresholds for detachment and transport.

During the experiments, wedges are monitored by an optical measurement bench composed by photograph cameras coupled to a laser interferometer that allows quantifying surface deformations and generate Digital Elevation Model (DEM), respectively. This device acquires digital topographies at a 3D resolution close to 0.2 mm. It requires stops in both shortening and rainfall systems during 30-45 minutes. Photograph cameras allow us to document the dynamical evolution of the relief by video movies and picture analysis. Finally, the model is cut in serial cross-sections in order to study the 3D geometry of thrusts and syntectonic deposits.

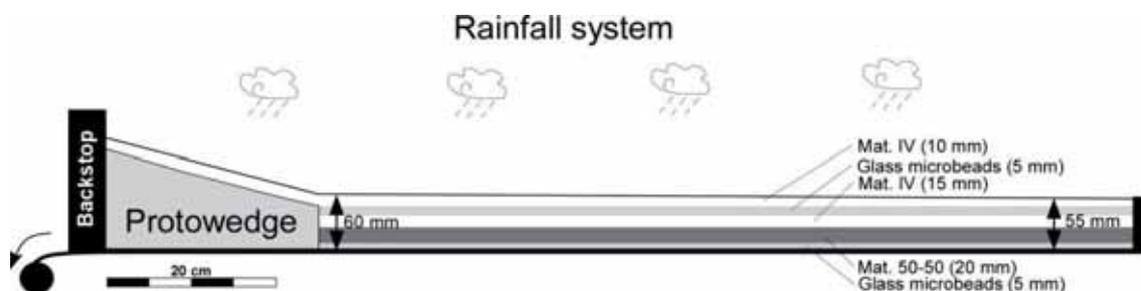


Figure 1. Scheme of the experimental setup. We imposed a slope of 0.5° at the surface of the models in order to enhance runoff connectivity. The initial thickness of the layered material is 60 mm close to the protowedge and 55 mm in the distal part.

2.2 Analysis of the accretionary wedges

Most of the deformation in the experimental wedges occurs by frontal accretion due to forward propagation of the thrust sequence as observed classically in experiments (e.g. Davis et al., 1983). Two domains can be differentiated in the experimental wedges (Figs. 3A and 3B). The prowedge, located in the frontal part of the wedge and formed by forethrusts and the retrowedge located in the rear of the wedge and formed by backthrusts. Prowedge slope is ruled by the coulomb wedge theory (Davis et al., 1983) and depends on the internal friction of the material, basal friction and the dip angle of the décollement level (flat in our experiments). The spacing between thrusts and the dip of the thrusts also depends on basal friction and on the total thickness of the layer. We measured prowedge slopes, spacing between thrusts in the external part of the prowedge, when a new thrust appears, and we measured the dip of the thrusts to check if the rheology of the bulk material was equivalent in all the experiments.

2.3 Scaling

Experimental modeling is ruled by a set of geometric, kinematic and dynamic similarity criteria that imply, respectively, proportionality of length, time and forces between nature and model (Hubbert, 1951; Paola et al., 2009) . Applying these similarity criteria to the Mohr-Coulomb equation and neglecting inertial forces, leads to the expression:

$$C_o^* = \rho^* L^* \quad (1)$$

where C_o^* , ρ^* and L^* are the ratios between model and nature for cohesion, density and length, respectively. We calculated the cohesion of the erodible material using a Hubbert-type set-up, following the methodology described in Graveleau et al. (2011). This device measures frictional properties of water-saturated granular materials. It consists of two aluminum rings, 8 cm in internal diameter and 50 cm² in horizontal cross-sectional area, which contain the granular material sample. The lower ring, 3 cm deep, is fixed on a mobile plateau controlled by a stepping motor. The upper ring is fixed on a rigid pendulum that rests on a force gauge. Its internal surface is covered with a low friction material to reduce sidewall friction. Between both rings there is a gap of 0.1 mm filled with low viscosity grease to prevent water and material from escaping. When the lower ring moves, material inside the ring is sheared and the upper ring presses the force gauge. We performed several tests with increasing normal loads to measure normal and tangential stress couples at failure and deduce a yield locus. Displacement and force gauge data are recorded and allow for the generation of a Mohr-Coulomb failure envelope. Best fit to the data gives a slope equal to the coefficient of internal friction (μ) and an extrapolated cohesion (C_o). Results for our mixture (material IV), for stable friction, are $\mu =$

0.67 ($\phi_{\text{mat.IV}} = 35^\circ$) and cohesion of $C_o = 610$ Pa for stabilized water saturation of 21-22 % (Fig. 2). Cohesion in natural rocks ranges between 10^7 Pa for sandstone or granite and 10^8 Pa for marble and limestone (Schellart, 2000), hence the cohesion ratio C_o^* ranges between $6.1 \cdot 10^{-5}$ - $6.1 \cdot 10^{-6}$. Considering the bulk density of matIV ($\rho_{\text{matIV}} = 1600 \text{ kg.m}^{-3}$) and natural rocks (between 2000 kg.m^{-3} for sandstone and 2800 kg.m^{-3} for granite), the density ratio ρ^* ranges between 0.57 and 0.80. According to equation (1) L^* is $1 \cdot 10^{-5}$ - $8 \cdot 10^{-6}$, that is, 1 cm in the experiments equals ~ 0.1 km to ~ 1 km in nature.

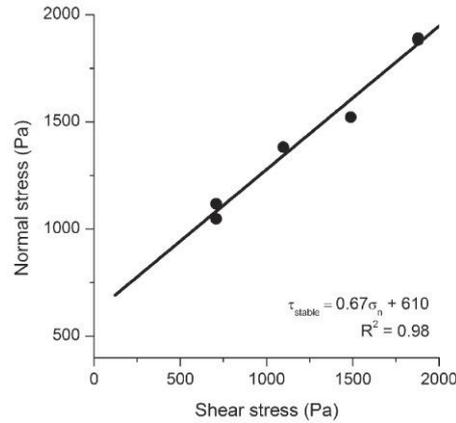


Figure 2. Mohr–Coulomb envelope (stable friction measurements) for failure of the erodible mixture (material IV) used in our experiments.

2.4 Analysis of the digital topographies

2.4.1 Scaling of the erosion law

We searched for relationships between metrics of the topography in the framework of the stream power theory for understanding and quantifying the landscape evolution and drainage evolution in response to external perturbations. We analyzed the relationship between the steepness indices (a metric based on slope-area plots), the relative uplift rates as defined in Babault et al. (2005), the upstream velocity of propagation of knickpoints, the channel widths and the drainage areas of steady-state reaches identified within the channels that cross uplifting thrust sheets. The stream power theory assumes that fluvial erosion is a power law function of the drainage area, A , and the channel slope, S , (Howard and Kerby, 1983). Stream power erosion laws have the form:

$$\frac{dz}{dt} = U - f(Q_s)K \frac{A^m}{W} S^n \quad (2)$$

where the rate of change of elevation, z , with time, t , depends on the imposed uplift rate, U , and on a power law function of drainage area, A (as a proxy for catchment discharge), channel width, W , and downstream channel slope, S . The m and n exponents are positive, $f(Q_s)$ describes the tool and cover effects of sediment supply and it is often taken to be equal to 1. K is a parameter describing erosional efficiency. W may be described as a power law function of A

(and is often taken to scale with \sqrt{A}) (Montgomery and Gran, 2001; Schellart, 2000; Whittaker et al., 2007a), in which case its effect can be subsumed into exponent m and coefficient K (Attal et al., 2008; Whipple and Tucker, 1999). However, it has been shown in a few settings that in response to an increment of the uplift rate, incision rate can be increased by the narrowing of channels in order to increase the stream power (e.g. Amos and Burbank, 2007; Finnegan et al., 2005; Turowski et al., 2006; Whittaker and Boulton, 2012; Whittaker et al., 2007a, 2007b).

At steady state, by definition the channel erosion rate is equal to the uplift rate of rock ($E = U$), and the steady-state channel gradient (S_e) can be found by solving equation (2) for slope under this condition (Howard, 1980):

$$S_e = \left(\frac{WU}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}} \quad (3)$$

The m/n ratio is predicted to depend only on the rate of increase of Q and W with drainage area (Whipple and Tucker, 1999), with a typical value of $\sim 1/2$ in nature. The exponents m and n reflect the mechanics of the dominant incision process, or combination of processes (Whipple, 2004). Equation (3) has the same form of Flint's law that relates the channel slope, S , to drainage area, A , with the normalized channel steepness index, k_{sn} , and concavity, θ (we used a reference concavity equal to 0.5 in this study):

$$S = k_{sn} A^{-\theta}, \quad (4)$$

Steady state channels adjust to increasing uplift rate by increasing their slope (normalized channel steepness index, k_{sn}) (Bookhagen and Strecker, 2012; DiBiase et al., 2010; Gudmundsdottir et al., 2013; Kirby and Ouimet, 2011; Kirby and Whipple, 2012; Ouimet et al., 2009; Perron and Royden, 2013; Wobus et al., 2005) and/or by narrowing their width, which concentrates runoff and increases the stream power (Amos and Burbank, 2007; Finnegan et al., 2005; Turowski et al., 2006; Whittaker et al., 2007a). The stream power erosion law predicts at steady state that the relation between the erosion/uplift rate, the normalized steepness index and channel width depends on parameter n :

$$U = \frac{K}{W} k_{sn}^n \quad (5)$$

If channel width scales with drainage areas then equation (5) can be rewritten as:

$$U = K k_{sn}^n \quad (6)$$

We calculated the steepness indices and we measured the channel width of the steady state reaches to understand the way channels adjust to uplift rates. K is constant in the series of experiments run under the same rainfall rate. We estimated the parameter n using equation (5).

The family of stream power models also predicts equation (2) takes the form of a nonlinear kinematic wave of erosion in response to external perturbation (Rosenbloom and Anderson, 1994; Royden et al., 2000; Whipple, 2001; Whipple and Tucker, 1999) and can be rewritten as:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{K}{W} A^m S^{n-1} \left| \frac{\partial h}{\partial x} \right|, \quad \frac{\partial h}{\partial x} < 0 \quad (7)$$

where

$$C = \Psi_K A^m S^{n-1}, \text{ with } \Psi_K = \frac{K}{W} \quad (8)$$

C is the wave celerity which has been used to represent knickpoint retreat rate (e.g. Berlin and Anderson, 2007; Bishop et al., 2005; Crosby and Whipple, 2006; Loget and Van Den Driessche, 2009; Parker and Anderson, 1977; Tucker and Whipple, 2002; Whipple and Tucker, 2002; Whittaker et al., 2008; Whittaker and Boulton, 2012; Wobus et al., 2006a; Wobus et al., 2006b) and Ψ_K embeds lithological and width effects. Field evidence shows that knickpoint migration rates scale with drainage area (e.g. Berlin and Anderson, 2007; Bishop et al., 2005; Crosby and Whipple, 2006; Loget and Van Den Driessche, 2009; Parker and Anderson, 1977) and equation (8) reduces to:

$$C = \Psi_A A^m \quad (9)$$

m is shown to be equal to 0.5 and Ψ_A is a coefficient of retreat efficiency ($L^{(1-2h)}T^{-1}$). This relationship implies that the upstream drainage area is the predominant parameter on knickpoint migration, with regard to lithology (e.g. Berlin and Anderson, 2007; Bishop and Cowell, 1997; Bishop et al., 2005; Loget and Van Den Driessche, 2009). We first estimated the parameter m using equation (9), we also studied the width effect on parameter m using a simplified version of equation (8) relating the variables C , A and W :

$$C = \Psi_{AW} \frac{A^m}{W} \quad (10)$$

where Ψ_{AW} is the product $K \times S^{n-1}$ with a dimension depending on m .

W , k_{sn} and distance of knickpoint propagation used to calculate C have been measured using the GridVisual program (P. Davy, University of Rennes 1, <http://terrasse.geosciences.univ-rennes1.fr/?p=1>). In all the experiments we observed that the ramp dips vary at depth, with a constant dip from the trace of the thrusts up to a distance of $\leq 8-10$ cm. Beyond this distance the ramp flattens before rooting to the décollement layer of glass microbeads. In order to study the controls on W , k_{sn} and knickpoints propagation velocities (C) at a given uplift rate, we restricted the study of knickpoints to the first 8-10 cm from the trace of the thrust where uplift rates are spatially uniform. Mean channel widths, W , in uplifting thrust sheets have been calculated from three measures spaced by $\sim 4-5$ cm and located in the hanging wall of the thrust between fan apexes and knickpoints. k_{sn} of each pixel in the channels located in the uplifting thrust sheets have been calculated using GridVisual and they have been averaged for comparison to uplift rates. Knickpoint location corresponds to the point where channel local slopes increase downstream. The distance over which a knickpoint has propagated has been measured between the knickpoints and the point where a thrust starts to emerge. Repeated measures indicate typical error values of 1 mm. This error has been used to derive an error of the values of the knickpoint propagation velocities (C).

2.4.2 Quantification of erosion and uplift

To estimate the amounts of erosion in experiments we subtract the eroded topography from reconstructed initial topographies. The initial topographies are derived by the highest values surrounding a given pixel and measured within a rectangular-moving window. The length of the window, perpendicular to the transverse channels, is determined by the widest valleys and it has been set to 8 cm. The width, parallel to the channels, has been set to 1 mm to take into account tilting of the initial topography.

In order to calculate uplift rates, we use the reconstructed initial topographies. The uplift rate we calculated are relative uplift rates as defined in Babault et al., (2005). We divided the change of elevation above the apex of the fans deposited in front of the structures by the time span of uplift.

2.4.3 Quantification of the proportion of deviations

We calculated the proportion of persistent antecedent channels, R , defined as the ratio between the number of transverse streams cutting through the uplifted ridge and the initial number of streams (Champel et al., 2002):

$$R = \frac{N_p}{N_{ch}} \quad (11)$$

The variable R varies between 0 (all rivers deflected) and 1 (all rivers cut through the growing ridge). The initial number of channels has been obtained by counting the number of incisions on the surface of the thrust sheet, when it appears. This number may be affected by processes that merge initial channels during the growth of a structure, as valley widening, and by deviations not controlled by the growing frontal structure but by backthrusts in the backlimb. Fan aggradation in the backlimb also helps transverse streams to maintain their course instead of being diverted (Humphrey and Konrad, 2000). The variable R measured in this study strictly reflects the processes of deviation by uplift.

3 Results

3.1 Style of deformation

We do not observe significant structural differences between the models. In the series, mean slopes of the prowedge (α) range between 8° and 11° , thrust dips (ϕ) range between 20° and 30° with a mean dip at $24 \pm 2^\circ$ and the spacing between thrust sheets is $\sim 14 \pm 2$ cm (Figs. 3C, 3D and 3E). These results indicate that the rheology of the material (internal friction and basal friction) is almost constant in all the models and that the pattern of deformation in the series is not influenced by the two orders of magnitude of shortening rates we applied. It also reveals that

erosion has no effect on the pattern of deformation under the rates of shortening and precipitation we applied.

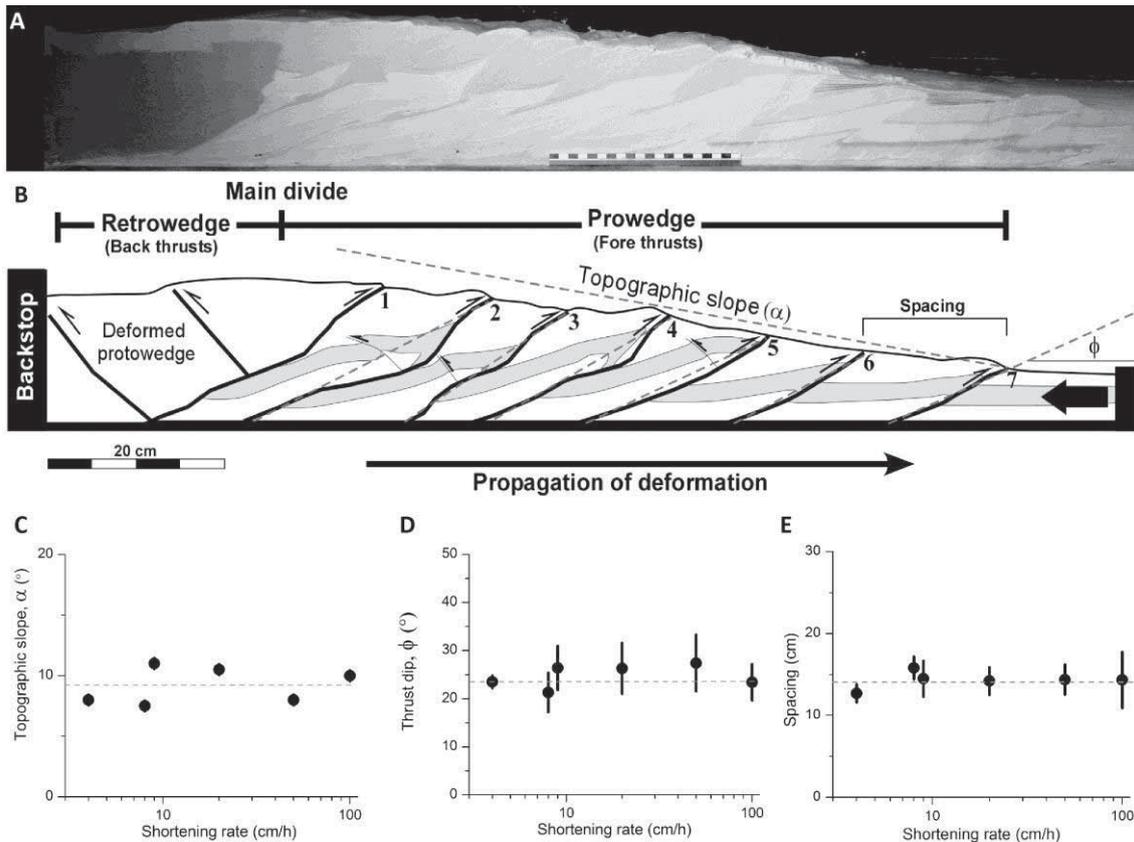


Figure 3. (A) Cross-section of the model 20 cm/h after 1 m of shortening. (B) Interpretation showing the main thrusts. For all the experiments we calculated the topographic mean slopes (α) of the prowedges (C), the thrust dips (ϕ) measured between the root and the tip of the thrust (dashed grey lines in B) (D) and the thrust spacing measured in the external part when a new thrust emerges (E). Cross-sections of all the models are presented in Appendix (Chapter 1).

When a new thrust appears, it is accompanied by a small amplitude fold located above the ramp (Fig. 4A). The maximum structural offset on the thrusts is ~ 10 cm, most of it being done in the initial stage of activity of a structure in the external part of the wedge. Once a new structure appears the older ones remain only weakly active. Since thrust dips are almost constant in the series of models, uplift rate is ruled by shortening rate. The faster the shortening rates, the faster the uplift rates. In most experiments we observed small thrusts rooted in the intermediate layer of glass microbeads that break the surface (offset ~ 1 cm). Less often we observed back thrusts with displacement < 1 cm. These secondary structures have little influence on the uplift rates of the external structures.

3.2 Surface processes

In the experiments, we observe channel incision by runoff, sapping and landslide. As described in previous experiments (Graveleau et al., 2011), the high rate of precipitation (9 and 18 mm/h) we apply leads to the formation of a sheet flow in the external and flat areas of the model, the thickness of which ranges between 0.5 mm and 1 mm. When a new structure emerges in the external part of the resulting slope makes the water to converge, and channels to form leading to the onset of incision of the erodible material (Figs. 4A and 4B). The small channels rapidly grow and they attain 0.5-1 mm in depth and 2-5 mm in width (Fig. 4C). Ongoing shortening and uplift trigger retreating incision on the structure and a wave of incision migrates to the backlimb of the fold-thrust, i.e. toward the inner part of the wedge (Figs. 4D, 4E and 4F). Not all of the initial channels (antecedent) succeed to cut in a fold-thrust (see animation 1). We discuss in detail in the next section the controls of such behavior. Qualitatively, we observe that transverse channels with faster velocities of knickpoint retreat achieve to cross-cut the uplifting thrust sheets and we refer to them as persistent transverse channels. Lateral erosion in the channels generates terraces, which is common in such kind of experiments (Graveleau and Dominguez, 2008) and widens the valleys. The widening of these valleys may eventually merge adjacent channels. The products of erosion are transported over a small distance that is a function of the nature of the grain. Most of the composite material (Silica Powder, PVC, Glass microbeads) accumulates at the foot of the thrust sheets, forming centimeter-scale fans by avulsion (Fig. 4D). A small fraction of the eroded products, the smaller and lighter grains of the mixture (mostly PVC) cover the flat undeformed part of the models up to 15 cm to 20 cm away from the frontal structure (Fig. 4A), and another small fraction in suspension leaves the model (<1%).

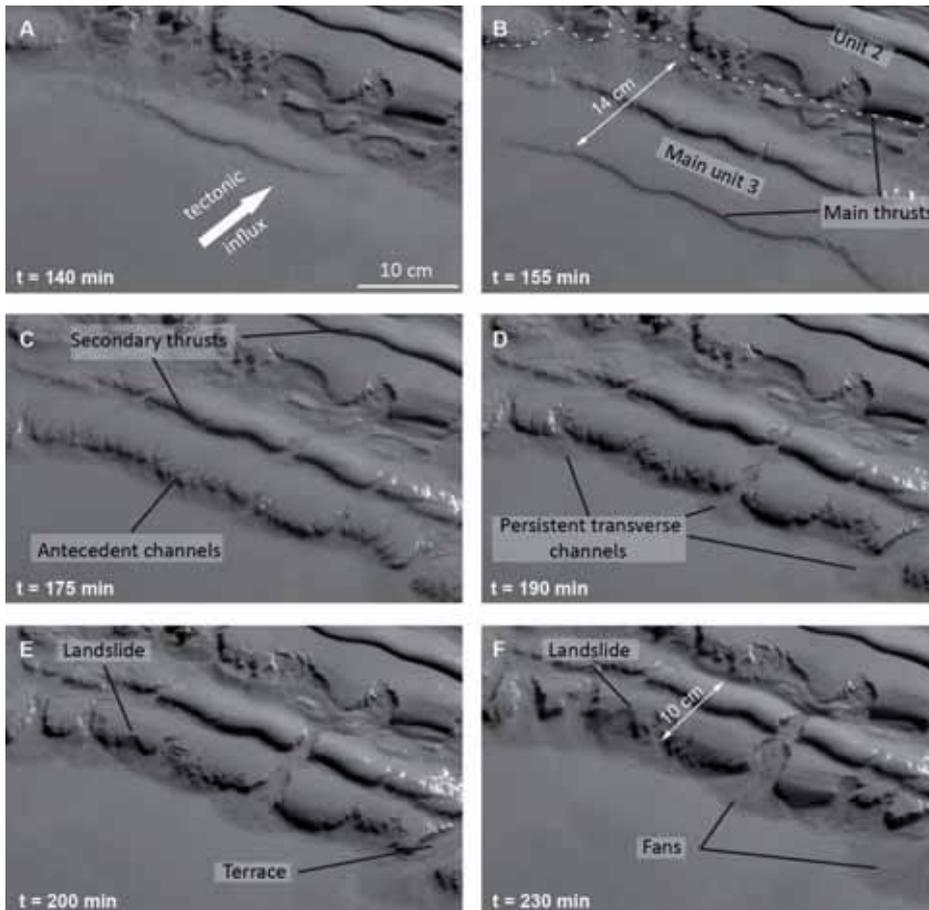


Figure 4. Photos of the experiment 8 cm/h (rainfall=9 mm/h) from $t=140$ min, (A), before thrust 3 emerges, to $t=230$ min (F) when the third thrust sheet has totally emerged (animation 1 add in supplementary data). The amount of shortening between (A) and (F) is 12 cm.

In the headwaters of the channels we observe that drainage expansion is achieved by sapping of the upper millimeter of the erodible material (Figs. 5A and 5B). It implies that erosion by groundwater flow is very limited. Landslides may also occur in the external limb of the compressive structures, usually in areas preserved from channel incision. A landslide can start when the slope of the external limb becomes steeper than 20° . Normal fault scarps first appear, immediately followed by mass movement involving areas of 2×2 cm, as observed in experiment 8 cm/h (Figs. 4E and 4F) and up to 20×5 cm as in experiment 100 cm/h (Figs. 5C and 5D). Landslides are more common at high shortening rates.

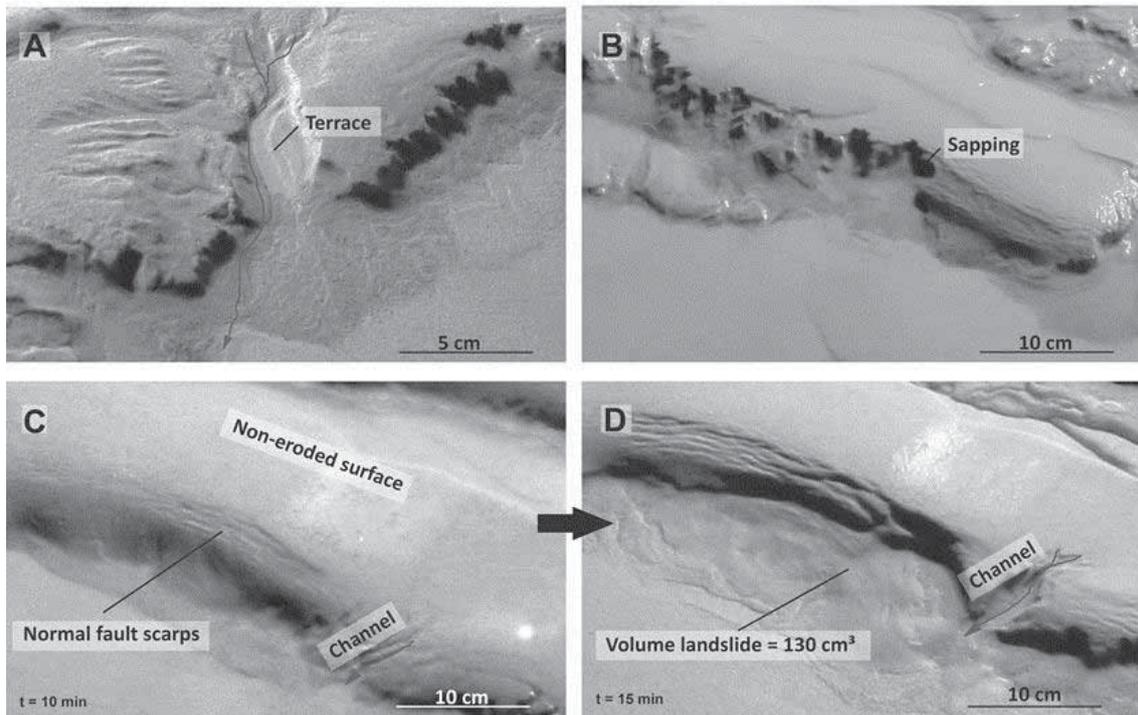


Figure 5. Detail pictures of the principal surface processes active in experiments (A) Detail of a channel crossing the fourth thrust sheet in the experiment 8 cm/h at $t=350$ min. Note the formation of a terrace in the right part of the channel and the alluvial fan located in the channel outlet. (B) Detail of sapping in the external part of the second thrust sheet of the experiment 18 cm/h at $t=70$ min. (C) and (D) Evolution of a landslide in the experiment 100 cm/h, from $t=10$ min to $t=15$ min, situated in the external part of the third thrust sheet.

The accretion of new structures in the wedge tilts the above thrust sheets toward the inner part (Fig. 3A), decreasing the local slopes of the topography thus inhibiting erosion. Below a threshold slope c.a. 3° , the cohesion of the erodible material strongly decreases the erosion rate. In all the experiments we observe preserved, non-eroded surfaces. The extent of these surfaces is higher in the experiments run at a high shortening rate (Figs. 5C and 5D). We also observe that drainage areas in the prim shrink through time, because shortening is not only accommodated by the external thrusts, but also by minor thrust reactivations within the wedge that induce underthrusting. In experiment 8 cm/h, the distance between thrusts 2 and 3 decreases from 13 cm to 10 cm after 12 cm of shortening (Figs. 4B and 4F). At the scale of the whole prowedge, underthrusting results in a $\sim 20\%$ decrease in drainage areas.

3.3 Amounts of erosion and erosion rates

For a given precipitation rate (9 mm/h), the mean volumes of channel erosion, achieved during the activity of the external thrust sheets, show that the amount of erosion in valleys is five to twelve fold higher in the experiments running under shortening rates comprised between

4 cm/h and 20 cm/h than at higher shortening rates (Fig. 6A). However, volumes mobilized by landslides are three to four times higher at shortening rates higher than 10 cm/h. It means that in all these experiments, surface mass balance is dominated by channel erosion and transport at shortening rates equal to or lower than 20 cm/h (Fig. 6A), and it is dominated by landslides at high shortening rates (50 cm/h and 100 cm/h).

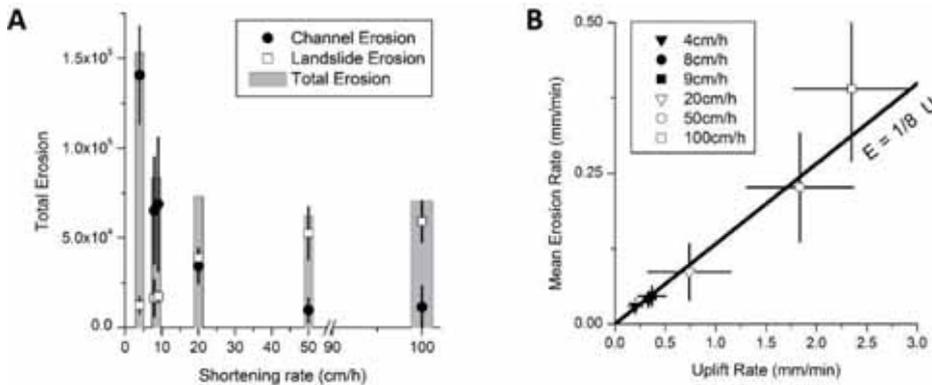


Figure 6. (A) Mean amounts and standard deviations of erosion of the frontal thrust sheets, during their activity, calculated for experiments run under 9 mm/h of precipitation rates. (Dots) Erosion done by persistent channels and small channels developed on the forelimb of the fold-thrust. (White squares) erosion by landslides that develop in the forelimbs of the thrusts. (B) Mean erosion rates and standard deviations calculated from channel-driven amounts of erosion (dots in A) against uplift rate (landslide-derived erosion not included): $E \cong \frac{1}{8} U$.

Steady state is never achieved at the scale of the active thrust sheets and erosion rates are roughly one eighth of relative uplift rate (Fig. 6B), far from equilibrium as evidenced from the flat surfaces preserved from erosion and from the continuing increase in elevation of the active thrust sheets. However, the channels crossing an active thrust sheet as in figure 4D do adapt to the relative uplift rates. We can see that the wave of incision propagates upstream toward the inner parts of the uplifting topography, being limited in its upstream part by a knickpoint (Fig. 7). Downstream of a knickpoint the incision rate balances the relative uplift rate, indicating that this portion of a channel is at steady state.

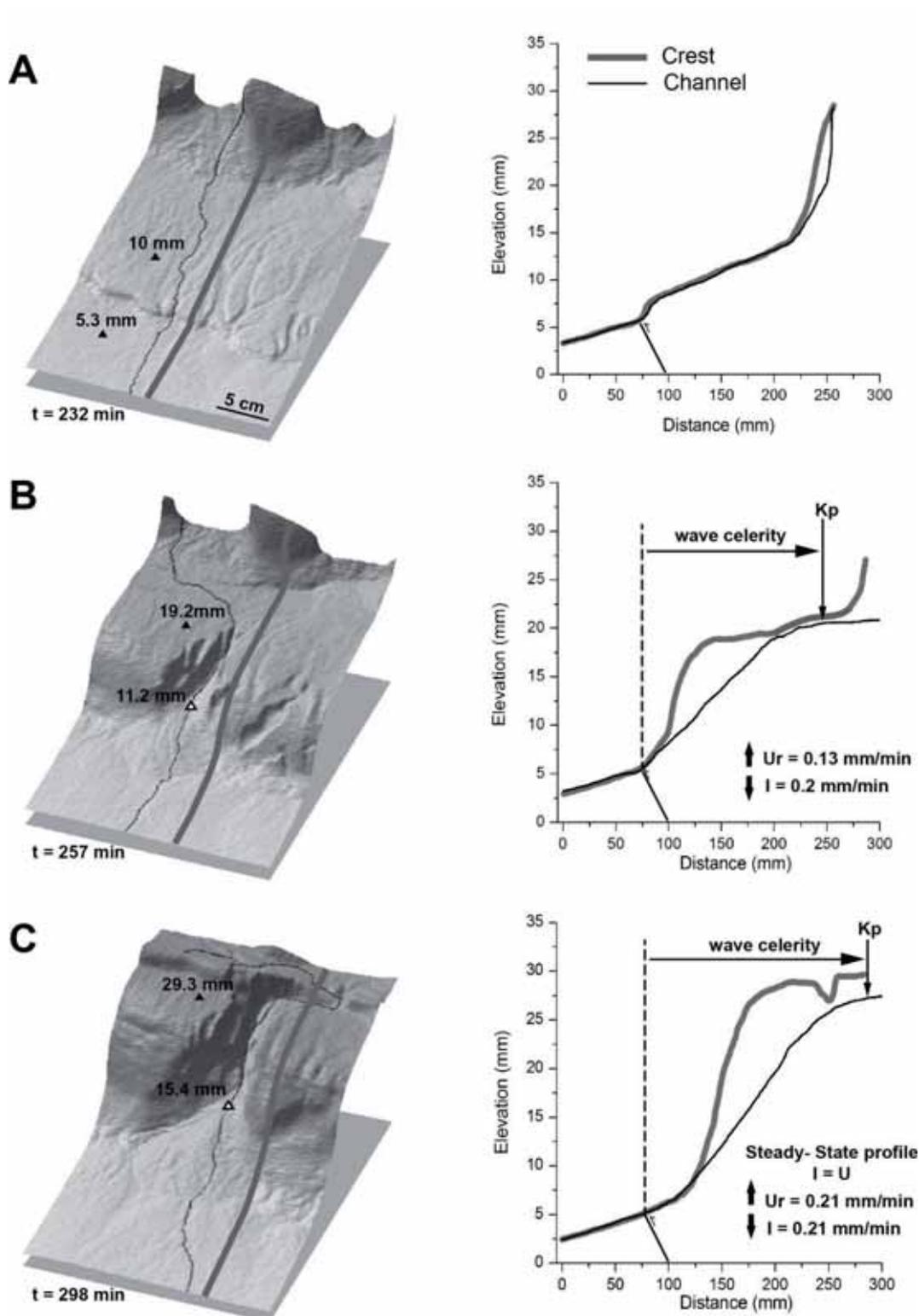


Figure 7. (Left) 3D detail views of a persistent-channel incision during thrust activity (experiment 8 cm/h under a precipitation rate of 9 mm/h). (Right) crest and channel topographic profiles (traces superimposed on 3D views) showing the formation of a knickpoint (Kp), when the third thrust sheet starts to emerge at $t=232$ min (A). The knickpoint migrates upstream (B) until the fourth thrust sheet starts to emerge (C). At this moment channel erosion rate balances uplift rate (0.21 mm/min) indicating that this portion of the channel is at steady state.

3.4 Scaling erosion law with steady state reaches

We measured the width of the steady-state channel reaches located below the knickpoints that propagate in the hanging wall of the thrusts, as in figure 7, in the series of experiments run under a precipitation rate of 9 mm/h. In this series, relative uplift rates vary from ~ 0.1 mm/min at 4 cm/h of shortening up to ~ 2.6 mm/min at 100 cm/h of shortening. Uplift rates are balanced by incision rates in the persistent transverse channels. In all the experiments we observe that the relationship between W and A follow a power law:

$$W = W_n A^b, \quad (12)$$

where W_n is the width coefficient. Best fits are obtained for $b=0.2$. Channels widths narrow in response to uplift rate as predicted by the stream power theory (Equation 5). Channels width coefficient decreases by a factor of three over one order of magnitude of uplift rate (Fig. 8). Higher incision rates at higher uplift rates may result in part from focused discharge in narrower channels.

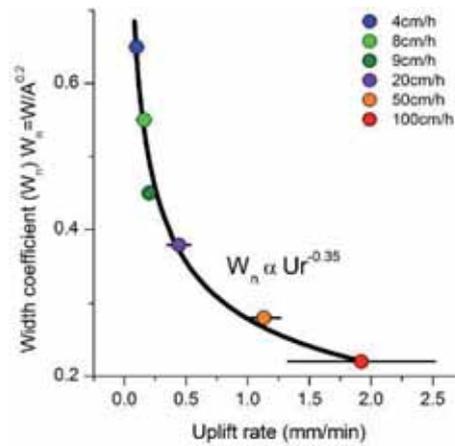


Figure 8: Channel width coefficient, W_n (channel width normalized for drainage area), of persistent transverse channels against mean uplift rate (error bars are standard deviation, 1σ), in the series of experiments run under a precipitation rate of 9 mm/h. (Black line) Best fit using a non-linear regression: $W_n = 0.3U_r^{-0.35}$.

Equation (3) also predicts that channels at steady states are expected to steepen with increasing uplift rate. In particular, the stream power theory predicts that the exponent on the slope, parameter n , controls the nonlinearity between uplift rates, U , and normalized steepness indices, k_{sn} (Equation 6). Even if there is some dispersion in the data at high uplift rates, we observe a positive relation between k_{sn} and uplift rates, which is non-linear (Fig. 9A) in the series of experiments run under a precipitation rate of 9 mm/h:

$$U \propto k_{sn}^{p'} \quad (13)$$

where best fit of exponent p' is 2. However, we know that channels also adjust to uplift rate by narrowing. Combining the adjustment of channel steepness and width to uplift rate we obtain:

$$U \propto \frac{1}{W} k_{sn}^p \quad (14)$$

with exponent $p = 1.5 \pm 0.2$ (Fig. 9B). In both approaches we observe a non-linear relationship between channel steepness indices and uplift rates. The combination of a threshold for incision and a non-uniform distribution of discharge could explain a non-linear relationship between channel steepness and erosion rate at steady state (DiBiase and Whipple, 2011; Lague et al., 2005; Snyder et al., 2003b; Tucker, 2004). If true in the experiments, it would imply that the exponent p may not be equal to the parameter n in the erosion law (Equation 2). However, in the experiments rainfall rate is constant (spatial variation $<10\%$) and runoff distribution is rather uniform, implying that the effect of discharge distribution should not affect erosion rates. On the other hand, downstream of the retreating knickpoints, the transverse reaches are at steady state (Fig. 7C), indicating that the threshold for incision is overcome. This suggests that the slope exponent n is higher than one and taking into account the width effect we find $n = 1.5 \pm 0.2$.

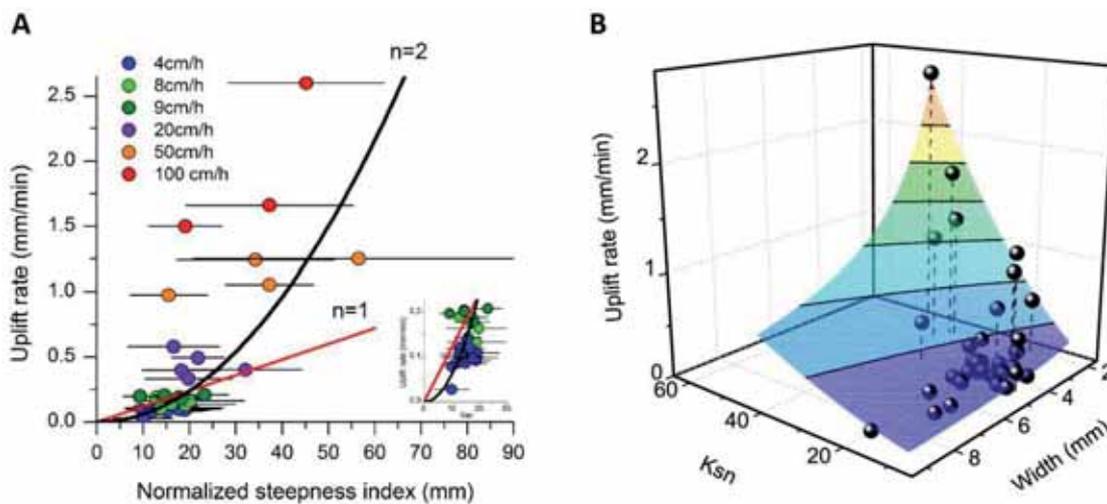


Figure 9: (A) Normalized steepness index (k_{sn}) of the persistent antecedent channels against uplift rates, (precipitation rate of 9 mm/h). The equation that best fits is $U=k_{sn}^2$. (B) Graphic combining the adjustment of channel steepness and width to uplift rate.

As predicted by the stream power theory (Equation 9) we obtain, in the series of experiments run under precipitation rates of 9 mm/h and 18 mm/h, a power law relation between the velocity of knickpoint retreat, C , and drainage area, A with $m = 0.4$. We observe that the knickpoint retreat rates are higher at higher uplift rates (Fig. 10A) as observed in nature (e.g. Loget and Van Den Driessche, 2009; Weissel and Seidl, 1998; Whittaker and Boulton, 2012) and, as predicted by the stream power theory for values of $n > 1$ (Whipple and Tucker, 1999). This finding is consistent with the value of n recovered from the uplift rate, steepness index and width relationship. Taking into account the width effect (Equation 10), we find $m = 0.8 \pm 0.2$, a slightly higher value, in the series of experiments run under a precipitation rate of 9 mm/h (Fig. 10B). In the experiments 8 cm/h run under a rainfall rate two times higher (18 mm/h), rates of knickpoint retreats are higher for a given drainage area when compared to the

experiment 8 cm/h run under 9 mm/h of rainfall. We also observe that smaller catchments managed to incise the uplifts (Fig. 10A).

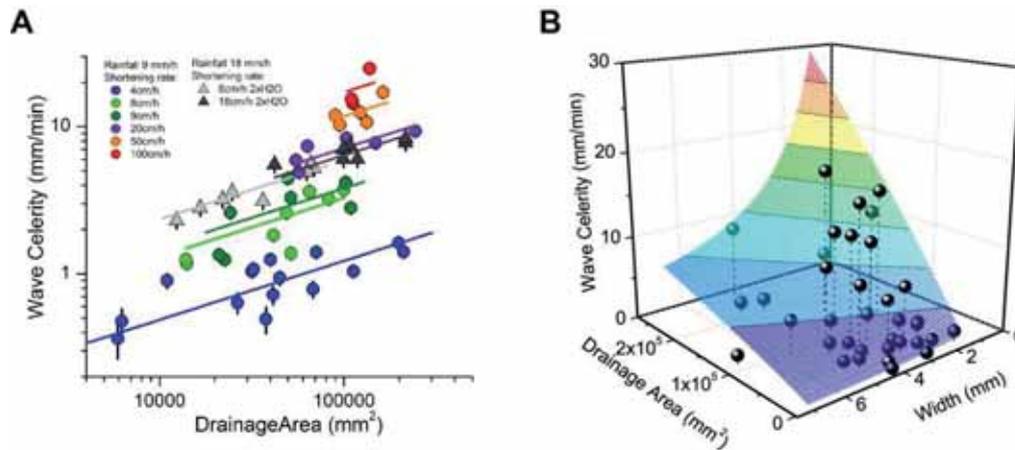


Figure 10: (A) Knickpoint wave celerity of the antecedent persistent channels against drainage area best fit using eq. (9): $C = \Psi_A \cdot A^{0.4}$. Error bars come from the error in measuring the amount of knickpoint propagation, typically < 1 mm. (B) Knickpoint wave celerity as a function of drainage area and channels width, in the series of experiments ran under a precipitation rate of 9 mm/h, best fit using eq. (10): $C = \Psi_{AW} \frac{A^{0.8}}{W}$

Our results suggest that the law of erosion for the persistent transverse channels is of the form:

$$E = K \frac{A^{0.8 \pm 0.2}}{W} S^{1.5 \pm 0.2} \quad (15)$$

Exponents m and n are slightly different to findings from previous experiments run under a similar setup but under different external forcing and with different material properties (Graveleau et al., 2011; Strak et al., 2011). The propagation of a knickpoint during the uplift of a thrust suggests that the erosion model that best characterizes the experimental erosion law is the detachment-limited model or a hybrid model between detachment limited and transport limited including transport capacity of channels (Whipple and Tucker, 2002).

3.5 Dynamics of drainage network and sedimentation

During the emergence of a fold-thrust not all the preexisting-transverse channels (antecedent) (Fig. 11A) succeed to cut through an uplifting thrust sheet, some antecedent channels are defeated (Fig. 11B). In the model at low shortening rate (4cm/h), most of the preexisting channels maintained their course through the emerged thrust sheet and these channels are referred to as persistent antecedent channels. In the model at 8cm/h, some antecedent-transverse channels are defeated, and the discharge they lose is diverted into longitudinal channels located in the backlimb of the thrust sheets. As a consequence, the downstream part of a defeated channel that has lost its upstream area eventually drains only the

forelimbs of the active thrusts (Fig. 11). The channels crossing an active thrust sheet adapt to the uplift rates, and if knickpoints retreat fast enough through the uplifting structure the antecedent transverse channels persist. We have shown that knickpoint retreat depends on drainage area or discharge (Fig. 10A). The drainage area of a persistent channel is either initially large enough or it increases when adjacent diverted channels merge with it.

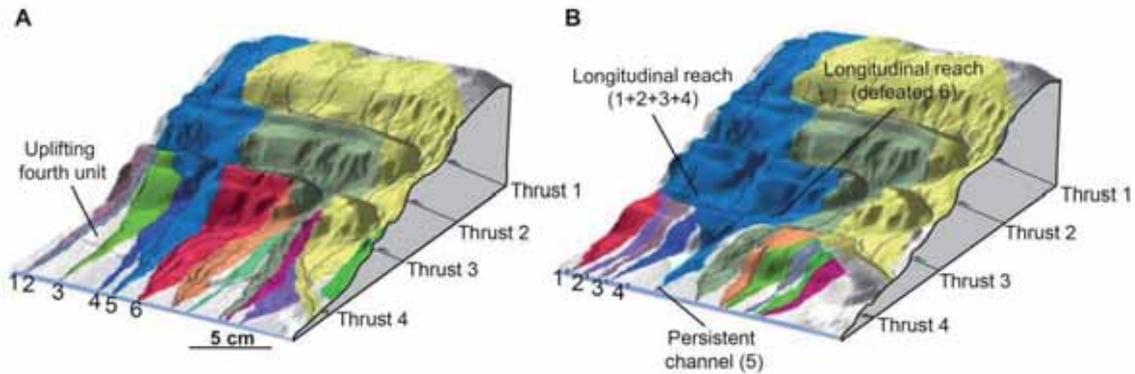


Figure 11: Drainage areas of the catchments draining the emerging thrust sheet 4 of experiment 8 cm/h (rainfall 9 mm/h) at $t=232$ min (A) and at $t=298$ min (B). The channels 1 to 6 are pre-existing transverse channels. The antecedent channel 5 managed to cut through the uplifting thrust sheet 4 (persistent channel). Channels 1', 2', 3' and 4' are the downstream parts of the small catchments 1, 2, 3 and 4 that lost their upstream drainage area by diversion above the thrust sheet the 4 (defeated channels). Their upstream drainage areas are gathered together in the longitudinal reach of channel 5 in the backlimb of the active thrust 4.

In experiment 4 cm/h (9 mm/m rainfall), that is, at low uplift rates, 75% of the antecedent channels manage to incise the uplifting thrust sheets and the 25% remaining are diverted into longitudinal reaches developed in the backlimb of the fold-thrusts. At higher rates of uplift and under the same precipitation rate, <35% of the antecedent channels are persistent. As expected in the frame of the above-outlined conceptual model, the proportion of persistent antecedent channels decreases with shortening rate, i.e., with uplift rate (Fig. 12A). We also observe that the proportion of persistent preexisting transverse channels, R , does not scale linearly with the ratio of precipitation over shortening rate:

$$R \propto \frac{\text{Rainfall rate}}{\text{shortening rate}}^{0.65 \pm 0.2} \quad (16)$$

The non-linear dependence for erosion on drainage area and slope is likely responsible of this behavior.

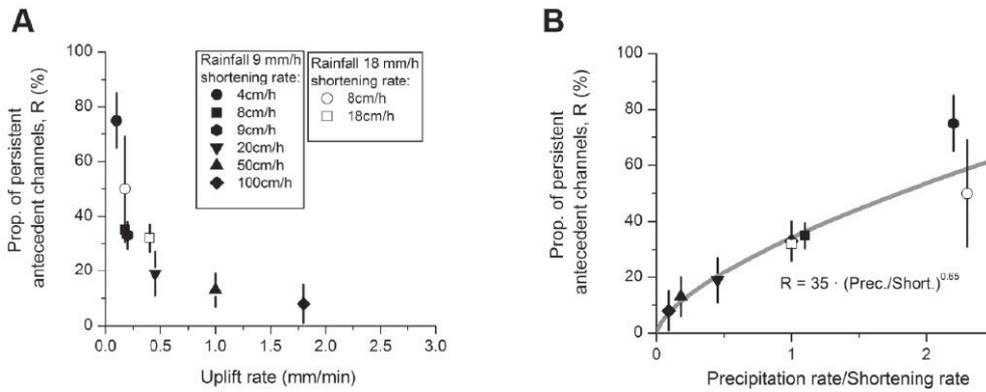


Figure 12: (A) Proportion of persistent transverse channels against uplift rates. Note the decrease of the proportion of persistent transverse channels with the increase of the uplift rate in both series of experiments run under different rainfall rates. (B) Proportion of persistent antecedent channels against precipitation over shortening rate (labels are the same as in (A)). We obtained a good fit ($R^2=98\%$) using a power law regression $R=35 \cdot (\text{Rainfall}/U)^{0.65}$.

At high R values diversions are sparse and the spacing between outlets of transverse persistent channels is low. Lower values of R mean that the spacing is higher. By controlling the spacing between the outlets of the transverse channels, the magnitude of the uplift rates also control the dispersal of the products of erosion in front of the active thrust. Low spacing between outlets leads to a line-source dispersal system where fans grow by lateral avulsion and finally coalesce in a bajada-like piedmont (Fig. 13A). Some fans are fed by larger drainage areas while most of them are small-scale fans fed by small channels that drain the external limb of the next to last thrust sheet and the active frontal thrust sheet (Fig. 13B). At higher values of spacing between outlets, a point-sourced depositional system develops and the reduced number of fans may not merge. Large catchments feed large prograding fans that may locally bury the backlimb of the active thrust sheet (Figs. 13C and 13D). We also see in figure 13 that the old sedimentary zones have been incorporated into the prism as wedge-top basins (highlighted in red in figure 13). Although the process of wedge widening implies the incorporation of channels into larger integrated networks we do not observe an increase of sediment outflux, which results from a limitation of the experimental setup. The bulk of erosion in all the experiments comes mostly from the active external thrust sheet and in minor proportion from the next to last thrust sheets. Thrust sheets are back tilted when incorporated into the wedge, resulting in the decrease of channel steepness below the critical slope where erosion is strongly reduced (c.a. 3°).

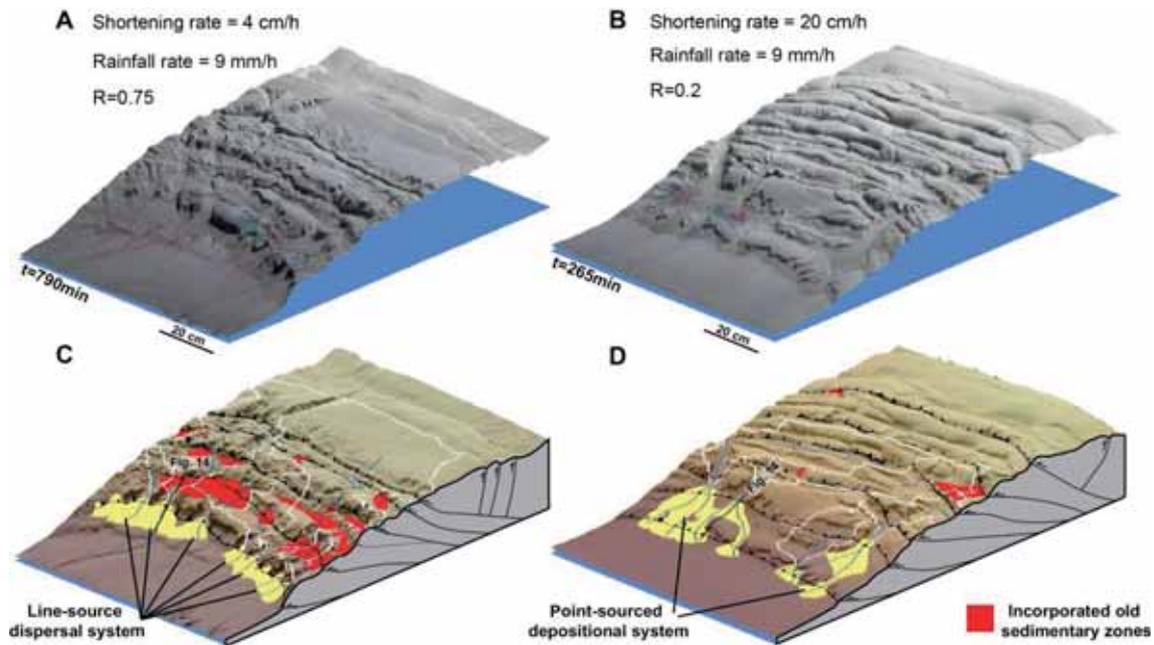


Figure 13: Patterns of sedimentation in two experiments run under low (A) and high (B) shortening rates (rainfall is 9 mm/h). (C) Experiment 4 cm/h, the high proportion of persistent transverse channels ($R=75\%$) results in a line-source dispersal system. (D) Experiment 20 cm/h, the low proportion of persistent transverse channels ($R=20\%$) results in 2 large point-sourced depositional systems plus some small fan systems.

By sprinkling color sands over the fans we add time markers in order to calculate sedimentation rates. In experiment 4 cm/h, the thickness of sediments accumulated in front of the thrust 5 reached ~ 1.5 cm and in cross-section the area covered by sediments is 480 mm^2 (Fig. 14A). In experiment 20 cm/h, the area of sedimentation in cross-section reached 460 mm^2 (Fig. 14B), i.e., the volume of sediment accumulated in front of an active thrust is more or less the same whatever the shortening rate. This is explained by the fact that sediments shed by persistent channels come mainly from the erosion of the external thrust sheets during thrust activity and that the geometries of the valleys of the persistent channels are very similar in all the series of experiments. The volumes of sediment in experiments 4 cm/h and 20 cm/h have been accumulated during ~ 160 min and ~ 55 min, respectively, leading to sedimentation rates much higher in the experiment evolving under the higher shortening rate (Fig. 15).

We observe in all the experiments two sequences of aggradation. In the first one the growth of the prograding fans is evidenced by downlaps while in the second stage a thin layer of sediments seals the thrust that becomes inactive (Fig. 14B). The second sequence is almost not visible in the cross-section of experiment 4 cm/h (Fig. 14A) because the trace of the cross-section is slightly oblique to the bottom of the valley where sediments were accumulated. Backtilting, in the backlimb of the youngest thrust sheets, triggers erosion of the distal parts of the wedge-top basins, resulting in an unconformity between sequence one and two. Once a

basin is incorporated within the wedge deformation eventually folds both sequences and the thin second sequence may be totally eroded.

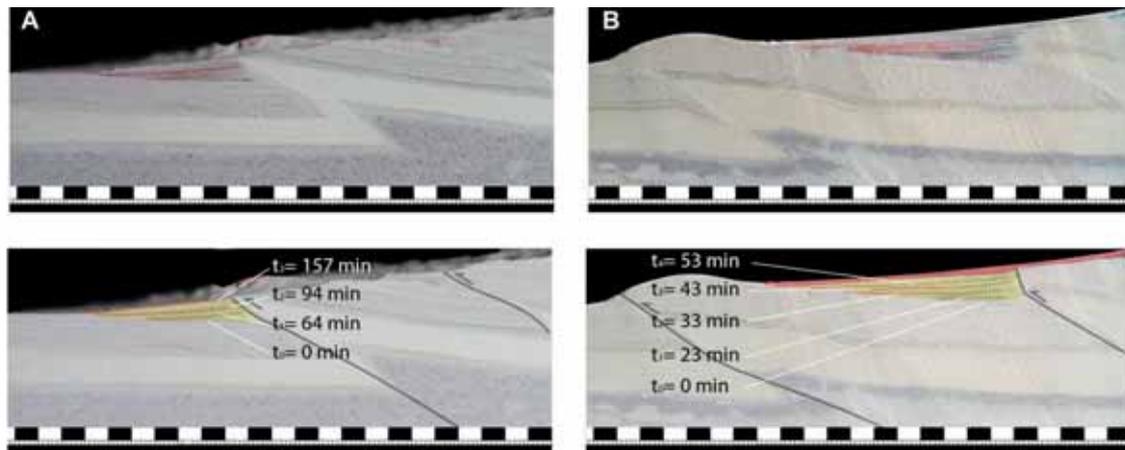


Figure 14: (A) Detail cross-section of the sedimentation zone in front of thrust 4 in the model 4 cm/h. (B) Detail cross section of the sedimentation zone in front of thrust 5 in the model 20 cm/h. Photos are interpreted below and the traces of the cross sections are located in figure 13. The areas of the sedimentation zones in yellow accumulated during thrust activity and the deposits in red accumulated after thrust activity. Note that the second sequence of sediments (in red) seals the inverse faults.

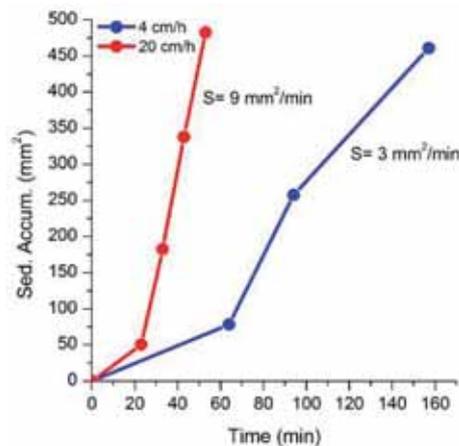


Figure 15: Mean rates of aggradation (S) calculated from the area of sedimentation measured in the cross-sections presented in figure 14.

4 Discussion

4.1 Advantages of experimental modelling

Our results suggest that the rule of erosion in the experimental models has many similarities to what is observed in natural landscapes. We infer from uplift rates, incision rates and metrics of the topography that erosion scales nonlinearly to slope and drainage area (discharge). The exponent on the slope, n , is higher than one, ($n = 1.5 \pm 0.2$) and the exponent on drainage area, m , is close to 0.8 ± 0.2 . In tectonically active settings recent studies inferred

similar exponents for n , although m is generally believed to be close to 0.5 (e.g. Lague, 2014; Whipple and Tucker, 2002). The dependence of channel width, W , to drainage area and uplift rate implies that a simple scaling of W with drainage area, A , is not correct and that the experimental channels adjust to uplift rate by both increasing their slope and narrowing their channels as it is observed in nature (Duvall et al., 2004; Lavé and Avouac, 2001; Snyder et al., 2003a; Turowski et al., 2009; Whittaker and Boulton, 2012; Whittaker et al., 2007a; Yanites and Tucker, 2010). In the models experiencing the higher shortening rates (50 cm/h and 100 cm/h), most of channels are defeated by uplifting thrust sheets and the time for runoff-driven erosion to incise the forelimb of the uplifting thrust sheets is too short leaving the slopes preserved from incision and submitted to generalized mass wasting. Even in dry land context extensive non-eroded surfaces are usually not so preserved indicating that these high shortening rate experiments represent an end-member. The preservation of flat surfaces from erosion is inherent to this kind of models, which are composed of cohesive materials that satisfy the mechanical properties for large fold-thrust to develop in return inhibiting erosion below slopes of $\sim 3^\circ$. However, in the models run under the slower rates of convergence, most of the erosion is achieved by runoff (Fig. 6A) and the topographies dissected by channels show features similar to natural landscapes (valleys, channels, terrasses...). Until now, the influence of uplift on drainage diversion has been studied by the use of kinematic numerical models only, where deformation is reduced to uplift and advection of rigid blocks (e.g. Champel et al., 2002; Humphrey and Konrad, 2000; Tomkin and Braun, 1999; van der Beek et al., 2002). In this study, we consider an accretionary wedge system that allows us to reproduce and to monitor the dynamics of drainage network, erosion and sedimentation patterns, above and during the development of up to five successive thrust sheets. Onset of thrusting and spacing between thrust sheets emerge naturally from the experiment. The deformation is controlled by the mechanical properties of the experimental material and the setup (layering and thicknesses). Except at very high rates of shortening, surface processes in the experimental models are dominated by runoff-erosion, transport (advection) and sedimentation (see also Graveleau et al., 2011 and Strak et al., 2011). In particular, this experimental setup allows investigating the effects of shortening and rainfall rates on drainage organization and sediment dispersal unlike 3D numerical studies of thrust wedges implementing 2D diffusive surface process (Ruh et al., 2013).

4.2 Controls on spacing of persistent transverse channels

In fold-and-thrust belts drainage organization depends conceptually on the ability or not for preexisting reaches to incise uplifting thrust sheets (Jackson et al., 1996). Progradation of fans in wedge top-like basins potentially makes aggradation in the backlimb of emergent thrusts to

balance uplift rates allowing transverse rivers to maintain their course instead of being diverted (Humphrey and Konrad, 2000). We designed our sand-box experiments in order for the spacing between thrusts to be large enough (14 cm) to avoid the burying of the backlimbs (Fig. 4). When a fold-thrust emerges, it propagates laterally and an axial slope parallel to the structure and perpendicular to the regional slope may be created in the backlimb. Like frontal uplift, this axial slope has, if large enough, the potential to divert preexisting transverse channels. Axial slopes are controlled by the ratio of the lateral to frontal propagation rate and by the dip of the décollement layer where the thrusts are rooted (Champel et al., 2002; van der Beek et al., 2002). In our experiments the basal décollement is flat, and when lateral growth occurs the lateral propagation rates are 10 to 100 times higher than the convergence rates, both elements preventing the development of channel diversion by the growth of axial slopes (see figure 4B). The setup we used allows studying the influence of the rate of uplifting thrust sheet alone on channel diversion. The series of experiments shows that the proportion of persistent preexisting transverse channels, R , does not scale linearly with the ratio of precipitation over shortening rate (Fig. 12B). It has been shown numerically that this ratio scales linearly with the ratio of precipitation over shortening rate if the law of erosion is linearly proportional to the drainage area and to the slope (Champel et al., 2002; Tomkin and Braun, 1999; van der Beek et al., 2002). The scaling of the erosion law suggests erosion is not linearly dependent on drainage area and slope, which seems to be confirmed by the non-linear behavior of the number of diversions in response to uplift. We observe that the minimum drainage area of the persistent transverse channels increases with the rate of shortening and that it decreases under wetter conditions (Fig. 10A). It means that the minimum discharge needed to overcome a new uplifting thrust sheet increases with uplift rate. Figure 16 shows that the minimum discharge increases slightly exponentially with uplift rate. Theoretically, at steady state, discharge is proportional to uplift rate raised to the power of $1/m$. Our data follow this relation using $m=0.8$ ($1/m=1.25$). This relation ultimately controls the spacing of persistent transverse channels.

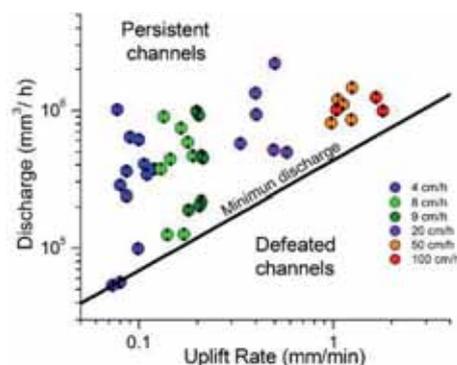


Figure 16: Discharge of persistent transverse channels against uplift rate. Note that the minimum discharge needed to overcome a new uplifting thrust sheet increases with uplift rate. This minimum discharge increases slightly exponentially with uplift rate: $Q_w \propto U^{1/m}$ with $m=0.8$.

As mentioned above, it is generally accepted that the spacing of persistent antecedent rivers depends on the competition between stream power and uplift (Gupta, 1997; Jackson et al., 1996; Tomkin and Braun, 1999), although aggradation in the backlimb and the décollement dip of a thrust may complicate this simple relation (Champel et al., 2002; Humphrey and Konrad, 2000; van der Beek et al., 2002). At the scale of an orogen, lithology does not appear to control the diversion of rivers (Gupta, 1997). Consequently, if lateral variations in drainage deflection are neither controlled by thrust geometry (décollement dip) nor by substantial changes in lithology, spatial variations in rock uplift rate along a thrust front may be evidenced by minimum-discharge variations of persistent transverse channels.

4.3 Controls on sediment dispersal

The drainage organization is an additional control on sedimentary flux to sedimentary basins. If the transverse channels draining the wedge are not diverted, a line-source dispersal system develops in front of the active structure. The merger of drainage basins results in point-sourced depositional systems separated by areas fed only by small channels developing in the external limb of the active thrust sheet. We reproduce similar sediment pattern that occurs at the Himalayan and Andean fronts (Gupta, 1997; Horton and DeCelles, 2001). The experiments confirm the view that the competition between discharge and tectonic uplift controls along-strike variations in sediment flux in sedimentary basins by controlling drainage organization (Tucker and Slingerland, 1994). The magnitude of drainage reorganization should modulate the magnitude of stratigraphic architecture variations along strike. However, we do not observe significant larger volumes of sediments in front of larger drainage basins with respect to smaller ones of the same experiments as it is observed in nature. This is an experimental limit due to the inhibition of erosion in the interior of the prism. It also prevents the lateral expansion of drainage network in the interior of the prism, which is believed to maintain the spacing ratio of outlets (half mountain width over outlet spacing) during orogen widening (Horton and DeCelles, 2001; Hovius, 1996). In the experiments this ratio is not honored because it can only increase during widening of the prism. Once a thrust becomes inactive, it is, with its associated basin, incorporated into the prim and minor erosion and bypass dominate. Because the spacing between thrusts is the same at different convergence rates, the time of activity of the external thrusts is lower at higher rates of shortening. This explains that the total amount of sediments delivered for different convergence rates (two orders of magnitude) does not vary although we show higher rates of sedimentations and erosion under higher rates of shortening (Fig. 15).

4.4 Prism widening

In all models the spatial extent of the wedge-top basins, as well as the distance between the traces of the thrusts, both shrink through time indicating that the internal structural units are slightly underthrust with ongoing shortening. As in previous studies we observe that the growth of a prism fluctuates between periods of frontal accretion and internal thickening (e.g. Gutscher et al., 1996; Hoth et al., 2006; Konstantinovskaia and Malavieille, 2005; Naylor and Sinclair, 2007; Naylor et al., 2005; Simpson, 2006). Detail cross-sections of fans accumulated in front of a thrust sheet not yet active reveal two stages of sedimentation, one of progradation and a second one of backfilling and sealing of the thrust (Fig. 14B). We suggest that this two-phase sedimentary infill may be used as a marker for the transition between frontal accretion and internal growth in orogenic wedges. A proposed timescale for the activity of external thrust is 0.1-5 Myr (Naylor and Sinclair, 2007). In between periods of frontal accretion, the ratio of drainage area lost during internal growth represents ~20% of a thrust sheet initial area since the thrust emerged. The fluctuation between periods of frontal accretion and internal thickening, as well as drainage area shrinking may modulate the sedimentary flux at these timescales in foreland basins.

It is interesting to note that local slopes created by folding and faulting develop since the initial stages of tectonic growth of a wedge and that this structurally-controlled relief is incorporated within a wedge during widening. Local slopes may deviate runoff in directions perpendicular to the regional slope and create longitudinal-dominated drainage networks. Therefore tectonic-related relief may influence the long-term drainage network organization not only in the external part of an orogen but also in its interior. This can occur during the inversion of a rift (Babault et al., 2012) or during widening of a wedge by forward propagation and incorporation of thrust sheets as in the experiments.

5 Conclusions

Our results suggest that the rule of erosion in the experimental models has many similarities to what is observed in natural landscape. We infer from uplift rates, incision rates and metrics of the topography that erosion scales nonlinearly to slope and drainage area. The exponent on the slope, n , is higher than one, $n = 1.5 \pm 0.2$ and the exponent on drainage area, m , is close to 0.8 ± 0.2 . The experimental channels adjust to uplift rate by both increasing their slope and narrowing their channels as it is observed in nature above active faults.

In fold-and-thrust belts drainage organization depends conceptually on the ability or not for preexisting reaches to incise uplifting thrust sheets. We observe that the minimum drainage area for transverse channels to incise the uplifting structure increases with the rate of shortening and

that it decreases under wetter conditions, suggesting that discharge is the controlling factor. Indeed, a minimum discharge exists for a new uplifting thrust sheet to be overcome and it slightly increases exponentially with uplift rate. This minimum discharge ultimately controls the spacing of persistent transverse channels. Consequently, if lateral variations in drainage deflection are neither controlled by thrust geometry (décollement dip) nor by substantial changes in lithology as shown in previous studies, then the spatial variations in rock uplift rate along a thrust front may be evidenced by minimum-discharge variations of persistent transverse channels.

The experiments confirm the view that the competition between discharge and tectonic uplift controls along-strike variations in sediment flux in sedimentary basins by controlling drainage organization. If the transverse channels draining a wedge are not diverted, a line-source dispersal system develops in front of the active thrust sheet. The merger of drainage basins in the backlimb of the frontal thrust sheet results in point-sourced depositional systems separated by areas fed only by small channels developing in the external limb.

Detail cross-sections of fans accumulated in front of a thrust sheet that became inactive reveal two stages of sedimentation, one of progradation and a second one of backfilling and sealing of the thrust. We suggest that this two-phase sedimentary infill may be used as a marker for the transition between frontal accretion and internal growth in orogenic wedges.

Acknowledgments

Financial support was provided to J. Babault by REPSOL, for M. Viaplana-Muzas PhD grant, and they also benefited from Spanish national projects (CGL2010-1516 and CONSOLIDER-Ingenio CSD2006-00041). We thank C. Romano from Géosciences Montpellier for technical assistance and we thank J. Malavieille for helpful discussions. Thanks to M. González, C. Díaz and E. Álvarez de Buergo for discussions on preliminary results of this work.

References

- Amos, C.B., Burbank, D.W., 2007. Channel width response to differential uplift. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, F02010.
- Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Roberts, G.P., 2008. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 113, 16.
- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach. *Geology* 33, 301-304, doi: 10.1130/G21095.21091.

- Babault, J., Van Den Driessche, J., Teixell, A., 2012. Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics. *Tectonics* 31, TC4020.
- Berlin, M.M., Anderson, R.S., 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, F03S06.
- Bishop, P., Cowell, P., 1997. Lithological and Drainage Network Determinants of the Character of Drowned, Embayed Coastlines. *The Journal of Geology* 105, 685-700.
- 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, 767-778.
- Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 327–328, 97-110.
- Burbank, McLean, Bullen, Abdrakhmatov, Miller, 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research* 11, 75-92.
- Burbank, D.W., Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 20281-20297.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geosci* 5, 744-748.
- 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.
- Champel, B., van der Beek, P., Mugnier, J.-L., Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal; rates, mechanisms, and geomorphic signature. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 1153-1172.
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., 2011. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116, F04036.
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 134-144.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 109, F03002.

- Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2005. Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock. *Geology* 33, 229-232.
- Giletycz, S., Loget, N., Chang, C.P., Mouthereau, F., 2015. Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: Example from Hengchun Peninsula, Taiwan. *Geomorphology* 231, 169-181.
- Graveleau, F., Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus. Geoscience* 340, 324-333.
- Graveleau, F., Hurtrez, J.E., Dominguez, S., Malavieille, J., 2011. A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes. *Tectonophysics* 513, 68-87.
- Gudmundsdottir, M.H., Blisniuk, K., Ebert, Y., Levine, N.M., Rood, D.H., Wilson, A., Hilley, G.E., 2013. Restraining bend tectonics in the Santa Cruz Mountains, California, imaged using ^{10}Be concentrations in river sands. *Geology* 41, 843-846.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11-14.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology* 24, 135-138.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13, 43-63.
- Hoth, S., Adam, J., Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Influence of erosion on the kinematics of bivergent orogens: Results from scaled sandbox simulations. *Geological Society of America Special Papers* 398, 201-225.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research* 8, 29-44.
- Howard, A.D., 1980. Thresholds in river regimes. *Thresholds in geomorphology*, 227-258.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *GSA Bull.* 94, 739-752.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355-372.
- Humphrey, N.F., Konrad, S.K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology* 28, 43-46.
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., Wojtal, S.F., 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand; evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology* 18, 217-234.
- Jolley, E., Turner, P., Williams, G., Hartley, A., Flint, S., 1990. Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 147, 769-784.

- Kirby, E., Ouimet, W., 2011. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. Geological Society, London, Special Publications 353, 165-188.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54-75.
- Konstantinovskaia, E., Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02006.
- Koons, P.O., 1994. Three-dimensional critical wedges: Tectonics and topography in oblique collisional orogens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 12301-12315.
- Koons, P.O., 1995. Modeling the topographic evolution of collisional belts. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 375-408.
- Lague, D., 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 38-61.
- Lague, D., Hovius, N., Davy, P., 2005. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 110, F04006.
- Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 26561-26591.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology* 106, 376-382.
- Montgomery, D.R., Gran, K.B., 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.* 37, 1841-1846.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2007. Punctuated thrust deformation in the context of doubly vergent thrust wedges: Implications for the localization of uplift and exhumation. *Geology* 35, 559-562.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., Willett, S., Cowie, P.A., 2005. A discrete element model for orogenesis and accretionary wedge growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110, B12403.
- Oberlander, T.M., 1985. Origin of drainage transverse to structures in orogens. *Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series* 15, 155-182.
- Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Granger, D.E., 2009. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology* 37, 579-582.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L., 2009. The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97, 1-43.
- Parker, G., Anderson, A.G., 1977. Basic principles of river hydraulics. *Journal of the Hydraulics Division* 103.
- Perron, J.T., Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 570-576.

- Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 14013-14029.
- Royden, L., Clark, M., Whipple, K., 2000. Evolution of river elevation profiles by bedrock incision: Analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates. *Eos Trans. AGU* 81, 48.
- Ruh, J.B., Gerya, T., Burg, J.-P., 2013. High-resolution 3D numerical modeling of thrust wedges: Influence of décollement strength on transfer zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, n/a-n/a.
- Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1-16.
- Simpson, G.D.H., 2006. Modelling interactions between fold–thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research* 18, 125-143.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003a. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 2117.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003b. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology* 53, 97-127.
- Sobel, E.R., Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research* 108, 2344.
- Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B., Loget, N., 2011. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling. *Tectonophysics* 513, 1-19.
- Talling, P.J., Lawton, T.F., Burbank, D.W., Hobbs, R.S., 1995. Evolution of latest Cretaceous–Eocene nonmarine deposystems in the Axhandle piggyback basin of central Utah. *Geological Society of America Bulletin* 107, 297-315.
- Tomkin, J.H., Braun, J., 1999. Simple models of drainage reorganisation on a tectonically active ridge system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 42, 1-10.
- Tucker, G.E., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing; implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 185-205.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research* 99, 12,229-212,243.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8, 329-349.

- Tucker, G.E., Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107, 2179.
- Turowski, J.M., Lague, D., Crave, A., Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111, F03008.
- Turowski, J.M., Lague, D., Hovius, N., 2009. Response of bedrock channel width to tectonic forcing: Insights from a numerical model, theoretical considerations, and comparison with field data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 114, F03016.
- 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, 471-474.
- Weissel, J.K., Seidl, M.A., 1998. Inland Propagation of Erosional Escarpments and River Profile Evolution Across the Southeast Australian Passive Continental Margin, *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, pp. 189-206.
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *Am J Sci* 301, 313-325.
- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.
- 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, 17,661-617,674.
- 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.
- Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E., Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506-526.
- Whittaker, A.C., Boulton, S.J., 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, F02024.
- Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007a. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology* 35, 103-106.
- Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007b. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. *Basin Research* 19, 529-556.
- Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K., Hodges, K., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature* 434, 1008-1011.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006a. Tectonics from topography; procedures, promise, and pitfalls. Special Paper - Geological Society of America 398, 55-74.

Wobus, C.W., Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006b. Hanging valleys in fluvial systems; controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 111.

Yanites, B.J., Tucker, G.E., 2010. Controls and limits on bedrock channel geometry. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115, F04019.

Capítulo 2

Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre la sedimentación en un prisma de acreción experimental

En preparación para la revista Basin Research

En el **Capítulo 2** se muestra experimentalmente que una red de drenaje dominada por canales longitudinales se reorganiza a una red de drenaje dominada por canales transversales mediante migraciones de divisorias de aguas y procesos de capturas. La reorganización de la red de drenaje tiene como consecuencia la modificación del tamaño de las áreas de drenaje y, por consiguiente, de las tasas de sedimentación en las partes externas de los modelos. Estas tasas parecen no solo estar controladas por las fuerzas externas al sistema geomorfológico, que son la Tectónica y el Clima, sino también por la dinámica intrínseca del sistema geomorfológico. Además esta reorganización de la red de drenaje por capturas hacia un estadio dominado por tramos transversales, más estables, modifica la distribución espacial de los cuerpos sedimentarios en las partes externas de los modelos.

Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre la sedimentación en un prisma de acreción experimental

Marc Viaplana-Muzas^a, Julien Babault^a, Stéphane Dominguez^b, Jean Van Den Driessche^c, Xavier Legrand^d

^a Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain.

^b Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, F-34095, France.

^c Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Rennes, France.

^d Petronas CariGali, Twin Tower KLCC, 50088, Kuala Lumpur, Malaysia.

1. Introducción

La pendiente en superficie en un prisma de acreción experimental controla el sentido de escorrentía del agua y los canales fluyen desde la pieza rígida o “backstop” hacia el frente de deformación, perpendiculares a las estructuras compresivas, i.e. transversales (e.g., Graveleau and Dominguez, 2008; Graveleau et al., 2011). Se ha mostrado en el capítulo 1, que la aparición de un cabalgamiento puede desviar los canales y formar tramos paralelos a las estructuras, i.e. longitudinales, como se observa en la naturaleza (e.g., Gupta, 1997; Jackson et al., 1996). Los resultados del capítulo 1 muestran que la capacidad de incisión necesaria para que un canal transversal preexistente supere el levantamiento sobre un cabalgamiento en crecimiento depende de su caudal. De esta manera, el caudal depende de la capacidad de un canal a seguir su trayectoria transversal o a estar desviado. Se ha mostrado que la descarga mínima de agua necesaria para que un canal no se desvíe aumenta con las tasas de levantamiento. Es decir, que a tasas de levantamiento altas, los cabalgamientos tienen la capacidad de desviar más canales (pequeños y más grandes) resultando en una organización de la red de drenaje con pocos tramos transversales, los cuales integran el área de drenaje de una gran cantidad de canales longitudinales (Capítulo 1 figura 11B). La modelización experimental muestra que la organización de la red de drenaje influye sobre el patrón de sedimentación. Los modelos dominados por canales transversales persistentes realizados a tasas de levantamiento bajas presentan un patrón “line-depositional system” y los modelos dominados por canales longitudinales con altas tasas de levantamiento muestran un patrón “point-source sipersal system” (Capítulo 1 figura 13). Los experimentos reproducen los patrones de sedimentación que se observan en las cuencas de antepaís del Himalaya y de los Andes (Gupta, 1997; Tucker and Slingerland, 1997). Estudios recientes en cordilleras como el Alto Atlas marroquí o la Cordillera Oriental de Colombia muestran que la red de drenaje se reorganiza desde un estado precoz, inestable y entonces transitorio, dominado por una red de drenaje longitudinal controlada por los pliegues y cabalgamientos de la cobertura sedimentaria, a

un estado avanzado dominado por un drenaje transversal (Babault et al., 2013; Babault et al., 2012). La reorganización de la red de drenaje se realiza por la migración de las divisorias de aguas hacia las partes internas del orógeno y por eventos de captura, en respuesta al aumento de las pendientes regionales durante la construcción de estos orógenos. La reorganización de la red de drenaje por capturas provoca cambios en los tamaños de las áreas de drenaje y en la ruta de los sedimentos, haciendo variar las tasas de sedimentación y la composición del sedimento en las desembocaduras de los ríos (e.g., Bishop, 1995; Mikesell et al., 2010). Recientemente se ha mostrado con modelos numéricos que la red de drenaje se puede reorganizar a pequeña escala de forma progresiva mediante la migración de las cabeceras de los canales y de las capturas de pequeñas áreas localizadas en las cabeceras, modificando levemente el tamaño de las áreas de drenaje y las tasas de erosión (Goren et al., 2014; Willett et al., 2014). A diferencia de estos resultados, la reorganización desde un drenaje dominado por ríos longitudinales a un drenaje dominado por ríos transversales implica eventos de capturas de áreas de drenaje potencialmente grandes y por consiguiente, modificaciones sustanciales en las tasas de erosión y del flujo sedimentario asociado que alimenta las cuencas sedimentarias.

En este capítulo se muestra experimentalmente que una red de drenaje dominada por canales longitudinales se reorganiza a una red de drenaje dominada por canales transversales mediante migraciones de divisorias de aguas y capturas, como se ha interpretado en la naturaleza. Se estudian en detalle los experimentos presentados en el capítulo 1, y en particular los modelos A2 y A3 (realizados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h y con tasas de acortamiento de 8 cm/h y 9 cm/h, respectivamente), y el modelo B1 (bajo una tasa de lluvia de 18 mm/h y elaborado a 8 cm/h de acortamiento). Estos modelos presentan una red de drenaje dominada por canales longitudinales, resultado del desvío del 70-80% de los canales transversales preexistentes por las estructuras compresivas. Posteriormente a la creación de tramos longitudinales, se ha observado que las divisorias de aguas compartidas entre los canales longitudinales y los transversales que crecen en las partes externas de los cabalgamientos migran hacia el interior del prisma en respuesta al aumento de las pendientes. En los experimentos A2, A3 y B1, las migraciones de las divisorias de aguas conducen a las capturas de las áreas fuentes de varios tramos longitudinales. Adicionalmente, se ha estudiado la dinámica de la red de drenaje de un modelo (A4) en relajación (sin acortamiento) caracterizado por una red de drenaje dominada por tramos longitudinales, adquirida bajo una tasa de 20 cm/h de acortamiento y bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h. Se muestra también que durante la erosión de un prisma de acreción en relajación, la red de drenaje se reorganiza por capturas hacia un estadio dominado por tramos transversales. La reorganización de la red de drenaje por migración de las divisorias y capturas tiene como consecuencia la modificación de las tasas de sedimentación en las partes externas de los modelos. Estas tasas parecen no solo estar controladas por las fuerzas externas al sistema geomorfológico, que son la Tectónica y el Clima, sino también por la dinámica intrínseca al sistema geomorfológico. La reorganización de la red de

drenaje por capturas hacia un estadio dominado por tramos transversales, más estables, modifica la distribución espacial de las avenidas del flujo de sedimentación en las partes frontales de los prismas de acreción y tiende a establecer un “line-dispersal system” a partir de un “point-source dispersal system”.

2. Metodología

2.1. Configuración experimental

El dispositivo experimental y la elaboración de los modelos están descritos en el capítulo 1 (sección 2.1, página 14).

2.2. Cálculo de las velocidades de migración de las divisorias de aguas

Se han medido las velocidades de migración de la divisoria de aguas por erosión remontante en las cabeceras de los pequeños canales transversales, los cuales inciden los flancos externos de los cabalgamientos una vez han perdido su área fuente por los desvíos que ocurren sobre los flancos internos de los cabalgamientos. Se han calculado a partir de la distancia entre la cabecera de cada canal transversal y el cabalgamiento frontal durante su periodo de actividad y hasta que emerja la siguiente estructura cabalgante. La distancia se ha medido utilizando la herramienta “Point Distance” de la extensión Analysis Tools del programa ArcGis. El algoritmo extrae la distancia más corta entre los puntos que definen la divisoria de aguas situados en las cabeceras y la línea que marca el cabalgamiento frontal.

2.3. Cálculo de los volúmenes de erosión y las tasas de incisión, erosión y levantamiento

Para estimar los volúmenes erosionados, las tasas de erosión y de levantamiento sobre los cabalgamientos se ha seguido la metodología explicada en el capítulo 1 (sección 2.4.2, página 20). Se ha reconstruido la topografía deformada a partir de un relleno de las topografías erosionadas por los valores de altura de las crestas no erosionadas. Para eso se ha utilizado una ventana móvil de 8 cm de largo (perpendicular a los canales transversales) por 1 cm de ancho y se ha extraído el valor máximo de altura. Este método puede resultar en una sobrestimación del volumen erosionado si el levantamiento sobre la estructura cabalgante varía lateralmente, creando una superficie inclinada en la dirección paralela a la traza del cabalgamiento. Las tasas de erosión presentadas son la media de las tasas de erosión de todos los canales que inciden las partes externas de los cabalgamientos para cada experimento. La sedimentación al pie de los canales transversales situados en la parte externa de las estructuras cabalgantes es despreciable. De esta manera, no ha sido necesario calcular tasas de levantamiento relativas (e.g., Babault et al., 2005) y las tasas de levantamiento estimadas son

tasas de levantamiento absolutas, y corresponden a la media de las tasas de levantamiento calculadas en cada cabalgamiento.

2.4. Cálculo de tasas de sedimentación

Las tasas de sedimentación se calculan a partir de marcadores visibles en los cortes realizados una vez finalizado y secado el modelo. Para marcar los diferentes eventos de sedimentación asociados a la reorganización de la red de drenaje se tamiza material experimental seco y tintado encima de las zonas en sedimentación durante el experimento. Se aplican las capas coloreadas después de la digitalización de la topografía para alterar lo menos posible los modelos digitales de elevación.

3. Resultados

3.1. Reorganización de la red de drenaje durante la construcción del prisma experimental e influencia sobre la distribución de los flujos sedimentarios

3.1.1. Migraciones de divisorias de aguas y capturas

En todos los experimentos, la aparición de una unidad cabalgante crea una topografía sobre la cual se desarrollan incisiones en la parte externa del cabalgamiento. En los canales transversales que han perdido la parte alta de su área de drenaje por desvíos, las incisiones se propagan por erosión remontante desde la parte externa del cabalgamiento hacia el interior del prisma, induciendo una migración de la divisoria de aguas que comparten con los tramos longitudinales formados por desvíos. Una captura se produce cuando la cabecera de un canal transversal alcanza por erosión remontante un tramo longitudinal de otro canal cuya cuenca está a cotas más altas que la suya. De esta forma se establece un codo de captura por encima del cabalgamiento y el tramo del canal longitudinal capturado vierte sus aguas a la cuenca del canal capturador. En las series de experimentos presentados en el capítulo 1, se han producido capturas en tres modelos: en los experimentos hechos a tasas de acortamiento de 8 cm/h (A2) y 9 cm/h (A3) y elaborados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h y en el experimento elaborado a una tasa de acortamiento de 8 cm/h bajo una tasa de lluvia de 18 mm/h (B1). En los experimentos A3 y B1, las capas sedimentarias depositadas por los canales que han sido capturados y por los canales que han capturados han sido intensamente deformadas debido al acortamiento posterior a los eventos de captura, 60 cm y 30 cm, respectivamente. Esto ha impedido un estudio detallado de la influencia de las capturas sobre los flujos de sedimentos en estos dos experimentos. En el experimento A2, se ha parado el

experimento después de los eventos de captura lo que ha permitido poner en evidencia la influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre los flujos de sedimentos.

3.1.1.1. Experimento A2 (acortamiento lento, 8 cm/h, pluviometría baja, 9 mm/h)

En el experimento A2 a $t = 335$ min se observan varios canales transversales que cortan el cabalgamiento n°3, una serie de abanicos a su pie e incisiones incipientes transversales en el cabalgamiento n°4 que emerge (Figura 1A, la misma figura sin anotaciones se encuentra en los anexos, capítulo 2). A $t = 360$ min, el levantamiento asociado al cabalgamiento n°4 desvía los canales ch1 y ch3, formando tramos longitudinales paralelos al cabalgamiento y localizados en una depresión situada en el flanco interno (Figura 1B). Los productos de erosión de los canales 1 y 3 se acumulan al pie de la estructura n°4 en los abanicos F1 y F3. La sedimentación es menor o casi inexistente donde el cabalgamiento actúa como barrera topográfica. El levantamiento asociado al cabalgamiento n°4 activa la incisión de canales transversales en la parte exterior de la estructura. El aumento de la pendiente y de la erosión sobre la estructura n°4 permite la migración de la divisoria de aguas por erosión remontante hacia los tramos longitudinales. A $t = 400$ min, 65 min después de la aparición del cabalgamiento n°4, el canal ch3b esta capturado por el canal ch2 (Figura 1C). Se observa la formación de un nuevo abanico de sedimentación (F2) localizado al pie del canal capturador ch2. Se ha tamizado material experimental seco y tintado de rojo encima de las zonas en sedimentación para calcular posteriormente las tasas de sedimentación. La progresión de la erosión remontante del canal 2 desplaza la divisoria de aguas y, 12 min más tarde, el canal ch3A está capturado a su vez por el canal ch2 (Figura 1D). A esta segunda captura se le corresponde un aumento del tamaño del abanico F2. A $t = 430$ min, es decir 30 min después de la primera captura, se observa una incisión más profunda del canal ch2 donde estaba localizado el ch3b (Figura 1E). El abanico F2 ha aumentado su tamaño y es comparable en tamaño a los abanicos F1 y F3. A $t = 450$ min, 50 min después de la primera captura, el canal ch1b es capturado a su vez por el canal ch2 (Figura 1F). A esta tercera captura corresponde un nuevo aumento del tamaño del abanico F2. Se ha tamizado material experimental seco y tintado de verde encima de las zonas en sedimentación para poder calcular las tasas de sedimentación posteriores a las capturas.

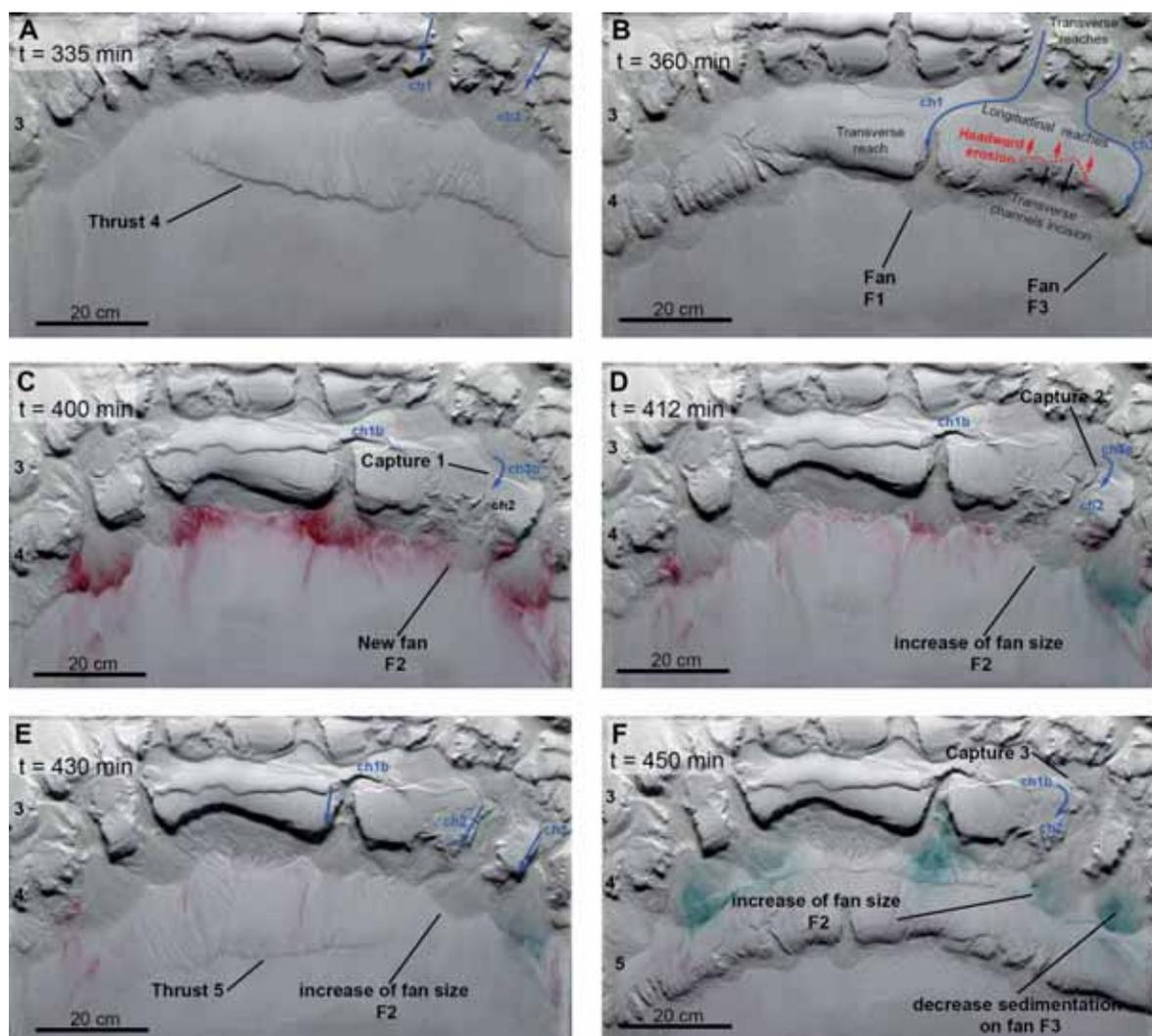


Figura 1. Fotografías mostrando el modelo A2, elaborado bajo una velocidad de acortamiento de 8 cm/h bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h. A) Aparición de la cuarta estructura cabalgante en $t = 335$ min. B) 25 minutos más tarde se puede observar el desvío por la estructura cabalgante del flujo de agua, formando tramos longitudinales. En la parte externa de la estructura pueden observarse incisiones de canales transversales. C) Fotografía del modelo después de la primera captura y donde se observa la formación de un nuevo abanico F2, en $t = 400$ min. D) Fotografía del modelo después de la segunda captura que corresponde a un aumento del tamaño del abanico F2 en $t = 412$ min. E) Fotografía del modelo a $t = 430$ min, donde se observa la incisión hacia el interior del prisma del canal 2 (ch2) y un aumento del tamaño del abanico F2. F) Fotografía del estado final del modelo, a $t = 450$ min, donde puede observarse que el tamaño del nuevo abanico F2 es comparable a los adyacentes F1 y F3.

3.1.1.2. Experimento A3 (acortamiento lento, 9 cm/h, pluviometría baja, 9 mm/h)

En el experimento A3 (Figura 2, la misma figura sin anotaciones se encuentra en los anexos, capítulo 2) se observan varios canales transversales que cortan el cabalgamiento n°3 y el cabalgamiento n°4 que empieza a emerger, a $t = 183$ min (Figura 2A). A $t = 195$ min, 12 minutos después de la formación del cabalgamiento n° 4, el levantamiento asociado a la estructura 4 desvía el flujo de agua situado en la parte trasera del cabalgamiento, formando un tramo longitudinal, ch1,

paralelo al cabalgamiento y sus productos de erosión se acumulan en el abanico F1 (Figura 2B). Se observa una zona con poca sedimentación al pie del cabalgamiento n°4, donde actúa como barrera topográfica, a la izquierda del abanico F1 (Figura 2B). A $t = 215$ min se observa un aumento del tamaño del abanico F1 y el aumento del tamaño de los canales transversales que erosionan la parte exterior de la estructura n° 4 por erosión remontante hacia el interior del prisma donde está situado el canal longitudinal, ch1 (Figura 2C). A $t = 235$ min, 52 minutos después de la formación del cabalgamiento n°4, la cabecera de un canal transversal situado en la parte externa de la estructura, ch2, alcanza al cauce del tramo longitudinal, ch1, capturando sus áreas fuentes. La captura del canal ch1 por el canal ch2 conlleva la formación de un nuevo abanico, F2, en una zona donde el aporte de sedimentos era despreciable (Figura 2D). A $t = 245$ min, el nuevo abanico F2 aumenta levemente su tamaño mientras una onda de incisión se propaga aguas arriba dentro del ch2. A diferencia del experimento A2, se observa que el cabalgamiento n°5a, que emerge a 5 cm de la desembocadura del ch2, deforma la zona en sedimentación F2 y fuerza una parte de los sedimentos a acumularse delante (Figura 2E). Finalmente, a $t = 255$ min, el abanico F2 continua creciendo, mientras los cabalgamientos n°5a y 5b lo deforman (Figura 2F).

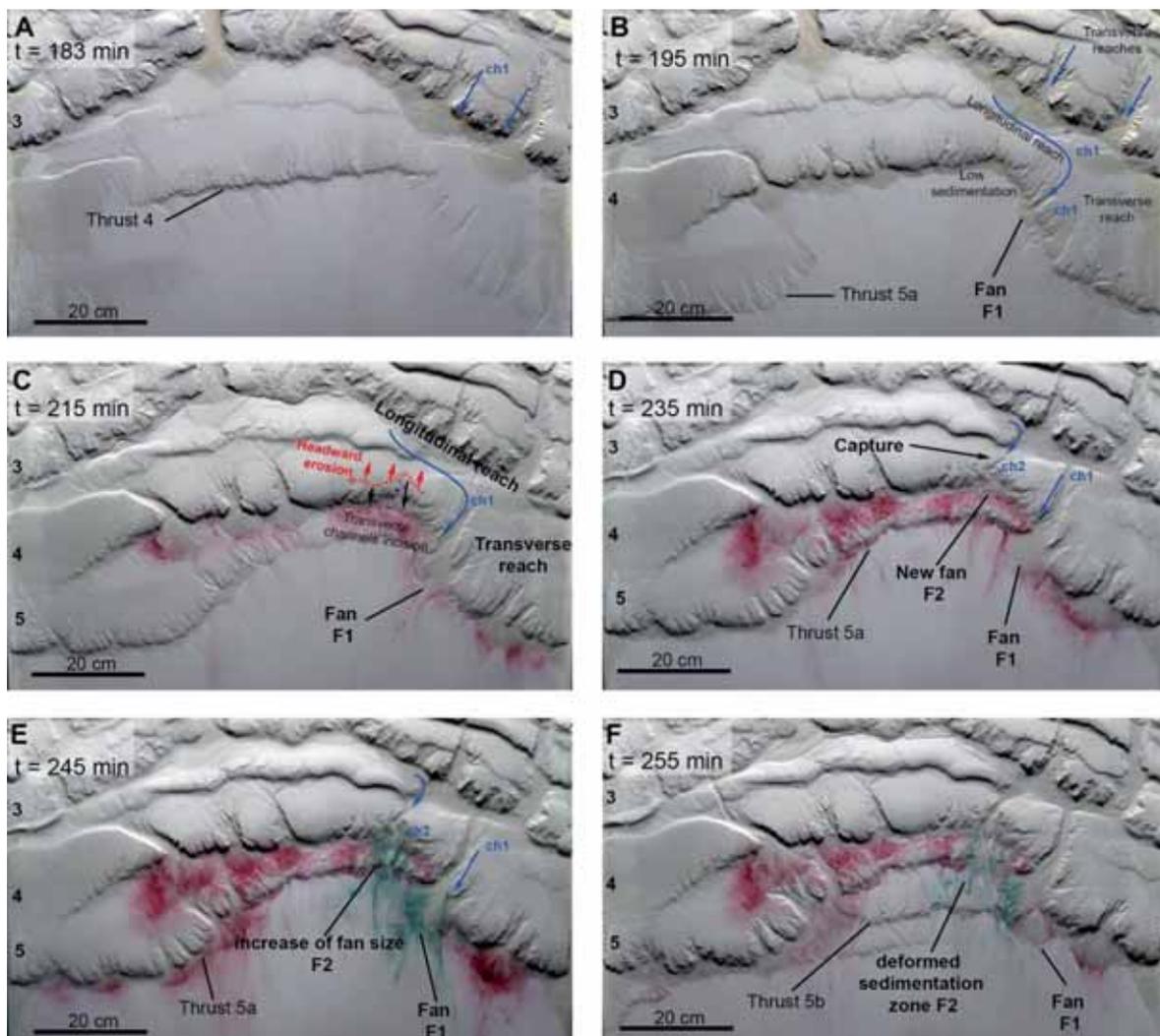


Figura 2. *Fotografías del modelo A3 elaborado a 9 cm/h de acortamiento y bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h. A) Aparición de la cuarta estructura cabalgante en $t = 183$ min. B) El levantamiento asociado a la estructura 4 desvía el flujo de agua situado en la parte trasera del cabalgamiento, formando un tramo longitudinal, ch1 desembocando en el abanico F1. Se observa una zona en la que la sedimentación es despreciable donde el cabalgamiento actúa como barrera, a la izquierda del abanico F1. C) Se observa el tamaño aumento del abanico F1 ha y en la parte exterior de la estructura n° 4, incisiones de canales transversales que se expanden hacia el interior del prisma donde está situado el canal longitudinal, ch1. D) El canal transversal, ch2, ha capturado el tramo longitudinal, ch1, formándose un nuevo abanico F2. E) El nuevo abanico F2 aumenta su tamaño. F) El abanico F2 continua creciendo, mientras los cabalgamientos 5^a y 5b lo deforman.*

3.1.1.3. Experimento B1 (acortamiento lento, 8 cm/h, pluviometría alta, 18 mm/h)

En el experimento B1 se han observado capturas sobre los cabalgamientos n° 3 y n°4 (Figura 3, la misma figura sin anotaciones se encuentra en los anexos, capítulo 2). Al inicio de la formación de la estructura n° 3 a $t = 150$ min varios canales transversales preexistentes cruzan los cabalgamientos n°2a, n°2b y 3a (Figura 3A). A $t = 168$ min, el levantamiento sobre el cabalgamiento n°3a desvía el flujo de agua situado en su parte trasera formando un tramo longitudinal, ch1, que alimenta en productos de erosión el abanico F1 (Figura 3B). A $t = 178$ min, se observa la migración de las cabeceras de los canales transversales situados en la parte externa del cabalgamiento n°3a hacia la parte trasera del cabalgamiento n° 3a donde se sitúa el canal longitudinal, ch1 (Figura 3C). A $t = 188$ min, las cabeceras de los canales transversales ch2 y ch3 alcanzan el tramo longitudinal del canal ch1, capturando sus áreas fuentes, y se forman dos nuevos abanicos F2 y F3 a sus desembocaduras (Figura 3D). En el mismo periodo emerge una escama cabalgante n°3b con poco salto de falla. A $t = 213$ min se observa que las dos incisiones en los canales ch2 y ch3 se han propagado en la parte levantada por el cabalgamiento n°3 donde han ocurrido las capturas y los dos nuevos abanicos incrementan su tamaño paralelamente (Figura 3E). En el mismo tiempo, el cabalgamiento n° 4 empieza a emerger en la parte derecha del modelo y la escorrentía de agua lo atraviesa perpendicularmente. Cuarenta minutos más tarde, el levantamiento de esta estructura desvía el flujo de agua en su flanco interno formando un tramo longitudinal, ch4, y un abanico F4 en su desembocadura al pie del cabalgamiento n°4 (Figura 3F). Se observa la erosión remontante de las cabeceras de los tramos transversales situados en la parte externa del cabalgamiento n°4. Las cabeceras de estos canales migran hacia el interior del prisma donde está situado el tramo longitudinal del canal ch4 (Figura 3F). A $t = 314$ min, el canal longitudinal ch4 ha sido capturado por el canal transversal ch5 y un nuevo abanico (F5) aparece a su desembocadura (Figura 3G). Finalmente, a $t = 340$ min, se observa una onda de incisión que se propaga dentro del canal ch5 aguas arriba de la captura. Sin embargo no se puede apreciar un aumento de tamaño del abanico F5, debido a la deformación ocasionada por un retro-cabalgamiento n°5b del cabalgamiento n° 5a (Figura 3H).

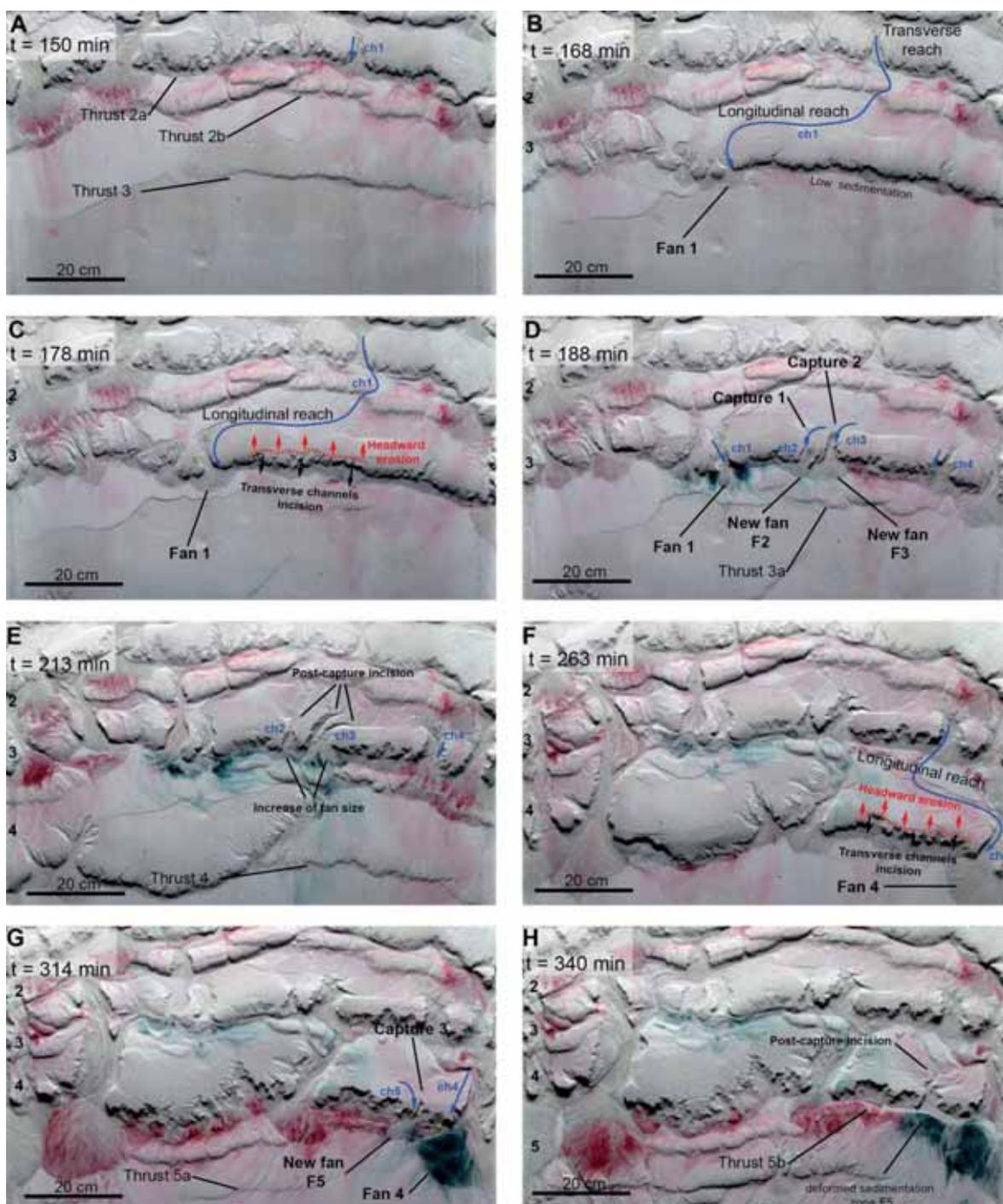


Figura 3. Modelo B1 elaborado a 8 cm/h de acortamiento bajo una tasa de lluvia de 18mm/h A) Emersión del cabalgamiento n° 3. B) El levantamiento de la estructura 3 desvía el flujo de agua situado en su parte trasera formando un tramo longitudinal en el canal ch1 que alimenta en productos de erosión el abanico F1. C) Se observa la expansión de las cabeceras de los canales transversales situados en la parte externa del cabalgamiento n°3 hacia la parte interna del cabalgamiento donde se sitúa el tramo longitudinal, ch1 D) Los canales transversales ch2 y ch3 capturan las áreas fuentes del tramo longitudinal del canal ch1 y se forman dos nuevos abanicos F2 y F3. E) Los abanicos F2 y F3 incrementan de tamaño. El cabalgamiento n° 4 empieza formarse. F) El levantamiento sobre el cabalgamiento n°4 desvía el flujo de agua previamente transversal y se forma un canal longitudinal, ch4, y un abanico, F4, en su desembocadura. También puede observarse la expansión por erosión remontante en las cabeceras de los canales transversales situados en la parte externa de la estructura n°4. G) El tramo longitudinal del canal ch4 ha sido capturado por el canal

transversal ch5, formando un nuevo abanico, F5. H) Se observa una onda de incisión dentro del canal capturador, ch5, arriba de la captura.

3.1.2. Procesos de erosión cerca de las divisorias de agua

La figura 4 muestra fotografías de detalle de la parte exterior de la segunda estructura cabalgante del experimento B1. En esta figura puede observarse en detalle la incisión de los canales transversales en los primeros estadios del levantamiento de una estructura cabalgante, a $t = 2h25min$ (Figura 4A) y el retroceso, 50 minutos más tarde, de las cabeceras por erosión remontante hacia el interior del prisma donde se sitúa un tramo longitudinal (Figura 4B). Las cabeceras de estos canales transversales están caracterizadas por una morfología semicircular donde se ha podido observar durante los experimentos, la resurgencia de agua localizada solo en el primer milímetro de profundidad debajo de la superficie plana sin erosionar. Sin embargo, las cabeceras, de forma general, tienen una profundidad de varios milímetros, lo que indica que el retroceso de las cabeceras es el resultado de una combinación de erosión por escorrentía superficial y por socavamiento debido a la infiltración de agua en la parte más superficial (1 mm) de los experimentos (“sapping”).

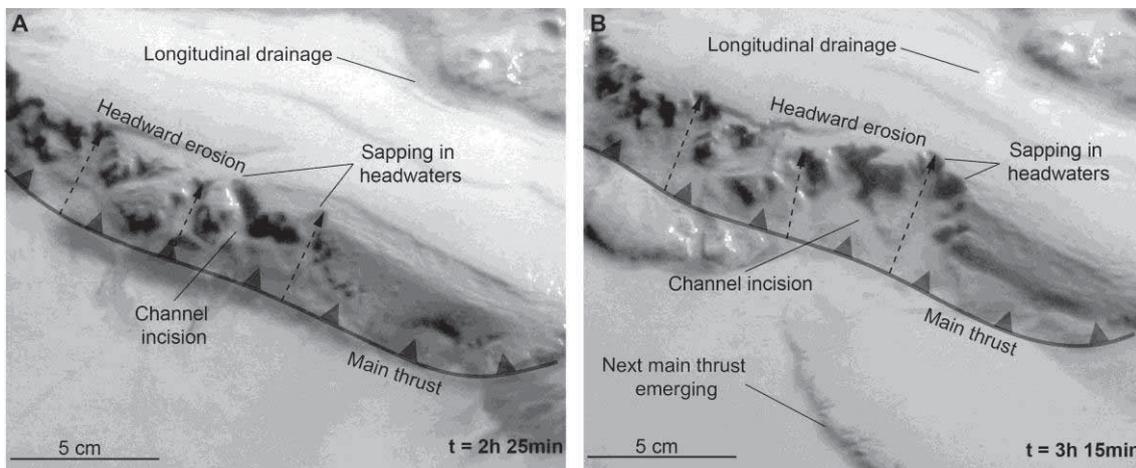


Figura 4. Fotografías de detalle de la parte exterior de la segunda estructura cabalgante del experimento B1. A) A $t = 145$ min se observa cabeceras en forma de anfiteatro características de la erosión por socavamiento. B) Misma vista en detalle 50 minutos después, puede observarse como la topografía se ha levantado y las cabeceras de los canales transversales han migrado hacia el interior del prisma. También se observa como la siguiente estructura cabalgante empieza a emerger.

3.1.3. Velocidades de migración de las divisorias

La figura 5A muestra, para cada experimento, la velocidad media (V) de erosión remontante de las cabeceras de los canales transversales situados en las partes externas de los cabalgamientos (como en la figura 4) en función de la tasa media de levantamiento (U). En los modelos elaborados

bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h, la velocidad de migración de las divisorias aumenta con la tasa de levantamiento desde 0.2 mm/min en el modelo A2 a 2.5 mm/min en el modelo A6 (acortamiento de 100 cm/h). Los modelos elaborados bajo el doble de tasa de lluvia (18 mm/h) muestran que la velocidad de retroceso de las cabeceras aumenta también con la tasa de lluvia, es decir, con el flujo de agua. La figura 5B muestra la tasa media de incisión de estos canales transversales en función de la pendiente media en la dirección de escorrentía de agua para cada experimento. En los modelos elaborados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h, la incisión media de los canales aumenta de manera exponencial con la pendiente desde 0.1 mm/min en el modelo A2 a 0.9 mm/min en el modelo A6. A un aumento de la tasa de levantamiento se le corresponde un aumento de las pendientes que generan este levantamiento y un aumento de las velocidades de incisión, que se traduce en un aumento de la velocidad de migración de las divisorias en las cabeceras de los ríos transversales. Las tasas medias de incisión en los modelos elaborados bajo el doble de tasa de lluvia (B1 y B2) muestran que las velocidades de incisión son más altas respecto a los modelos A2 y A4 con tasas de levantamiento similares y con pendientes más suaves.

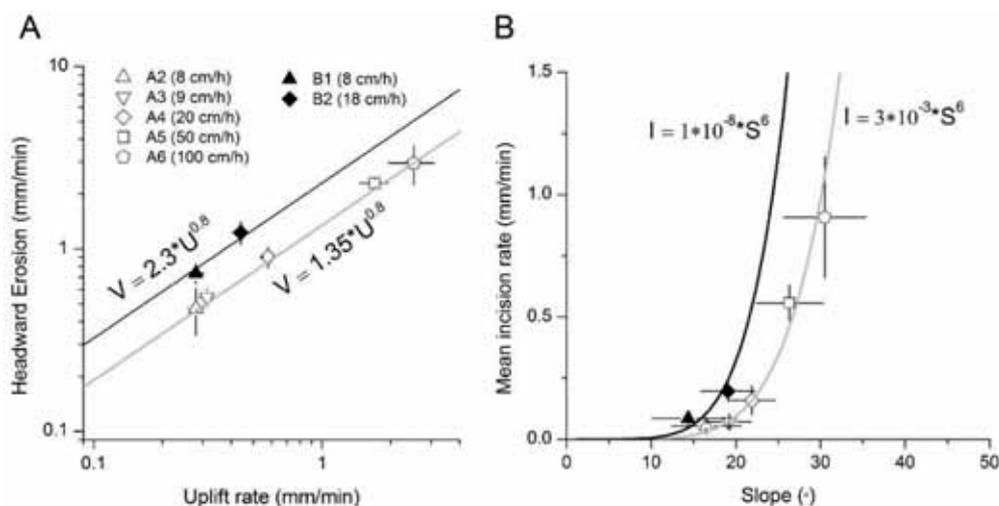


Figura 5. A) Velocidades medias de migración de las cabeceras de los canales transversales en los experimentos (los valores de acortamiento están indicados entre paréntesis en la leyenda) elaborados a una tasa de lluvia de 9 mm/h (símbolos blancos) y a 18 mm/h (símbolos negros). B) Gráfico mostrando la relación entre la tasa de incisión media y la pendiente de los canales transversales, para los mismos modelos. Las barras representan las desviaciones estándares.

3.1.4. Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre las áreas fuentes y los flujos de sedimentos: el ejemplo del experimento A2 (8 cm/h de acortamiento y 9 mm/h de lluvia)

Cada una de las tres capturas observadas en el experimento A2 corresponde con un aumento del tamaño de la cuenca de drenaje del canal ch2 (Figura 6). Antes de las capturas, su área de drenaje era de 20 cm² y ha ido aumentando desde 90 cm² con la primera captura a 800 cm² después de la segunda captura hasta 1100 cm² tras la última captura, a t = 440 min. En

consecuencia, el área de drenaje del canal ch2 ha sido multiplicada por 55, mientras que las áreas de drenaje de A1 y A3 han sido divididas por 2 y 20, respectivamente. La reorganización de la red de drenaje por el proceso de migración de la divisoria de aguas y captura ha modificado la ruta de transporte de los productos de erosión del prisma que alimentaban previamente los abanicos F1 y F3, y que finalmente acaban por acumularse en el abanico F2.

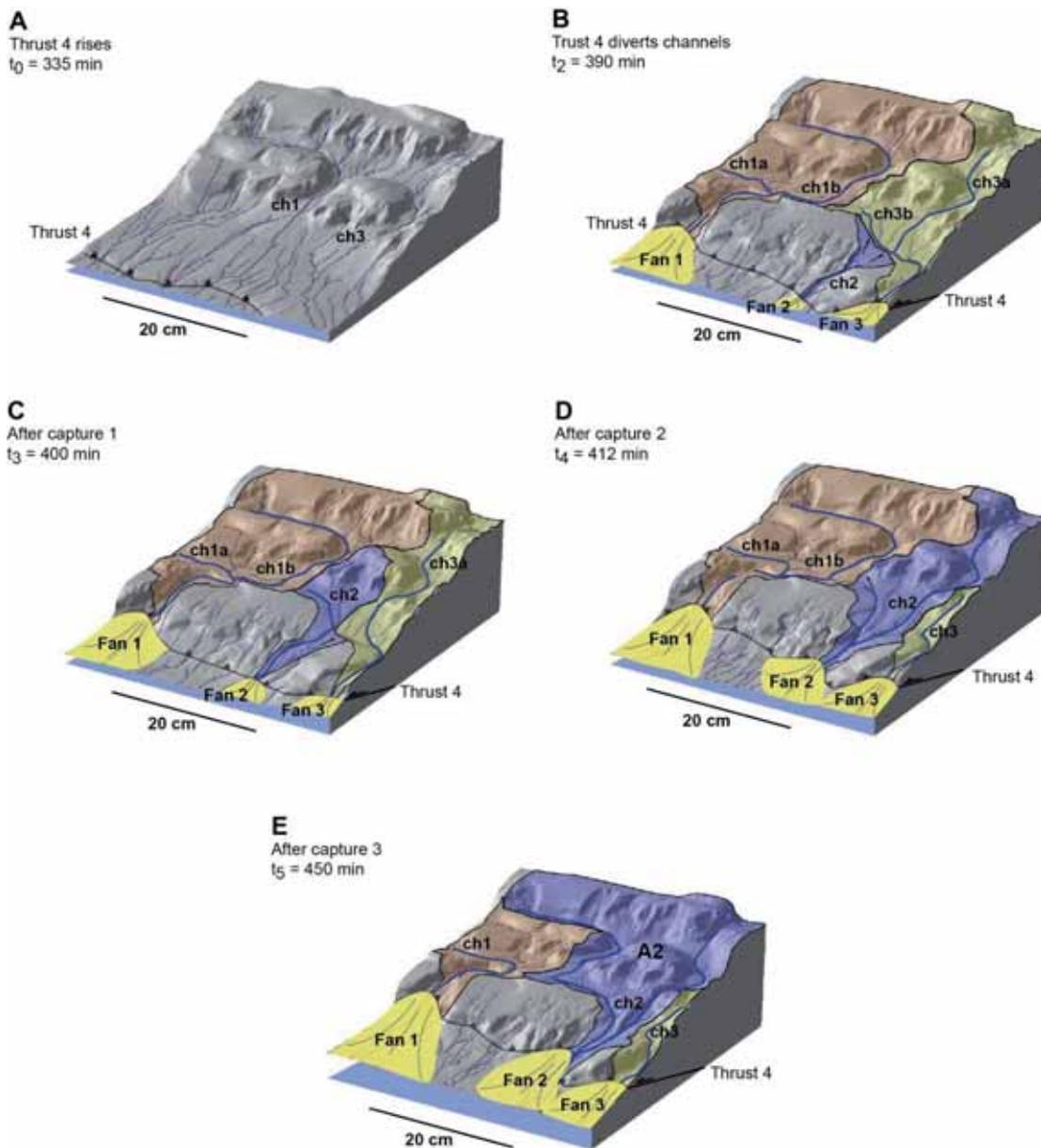


Figura 6. Vistas 3D de la evolución de la red de drenaje en el experimento A2. Se han superpuesto a la topografía digital los canales y las cuencas de drenaje. A) Aparición de la estructura 4. B) Desvío de los canales 1 y 3 por el cabalgamiento 4 y formación de canales transversales en la parte exterior. C) El canal ch2 captura al canal ch3_B. D) Segunda captura, el canal ch2 captura al canal ch3_A. E) Tercera captura, el canal ch2 captura al canal ch1_B.

En la figura 7 se muestra la evolución del perfil longitudinal del canal capturador antes y después de la captura, así como del volumen de material erosionado a lo largo de este tramo y la tasa de erosión asociada. Antes de la captura, la cabecera del canal capturador situado en la parte externa de la estructura cabalgante se expande hacia el interior del prisma (perfiles rojos en la figura 7A). Una vez se produce la primera captura, una onda de incisión se propaga hacia el interior del prisma (perfiles verdes en la figura 7A), provocando un aumento súbito del volumen erosionado y de la tasa de erosión en el canal capturador (figura 7B y 7C).

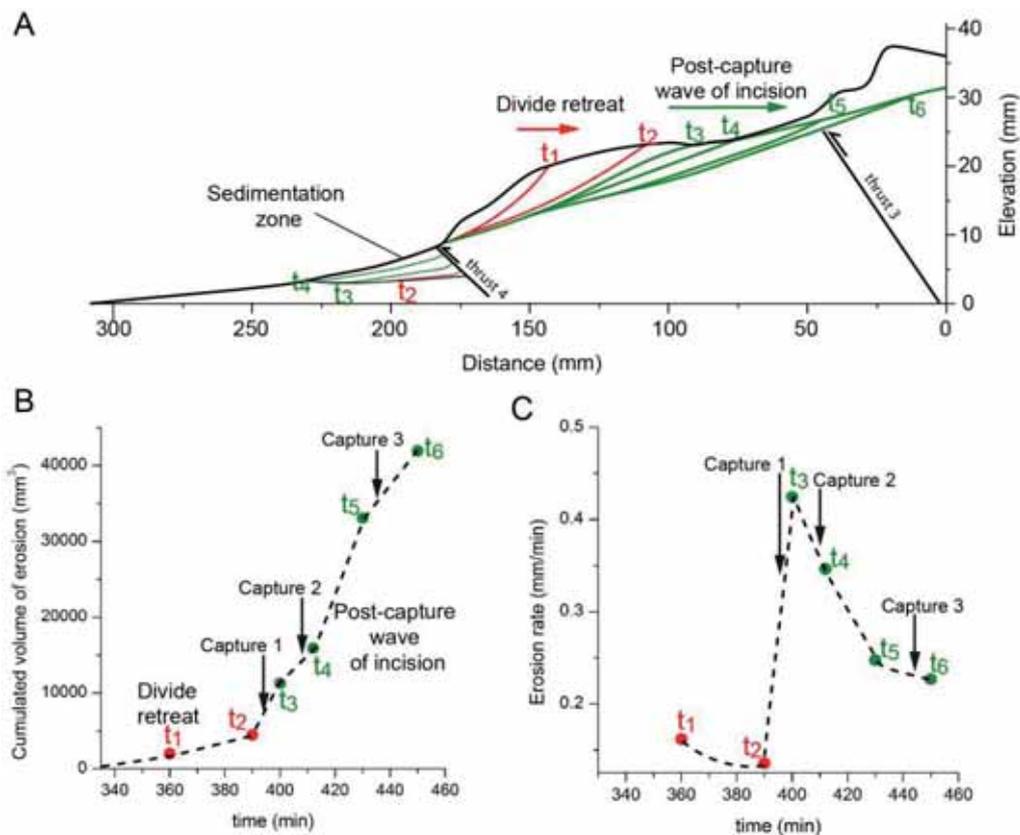


Figura 7. A) Evolución del perfil longitudinal del canal capturador ch2 del modelo A2 antes de la primera captura (perfiles en rojo) y después (perfiles en verde). B) Evolución del volumen de erosión acumulada y C) de la tasa de erosión del canal capturador ch2.

A partir de la aparición del cabalgamiento n°4 y, por lo tanto a partir del momento en que ha empezado a haber sedimentación al pie del cabalgamiento n°4, se ha tamizado material tintado en rojo, en las zonas en sedimentación, antes de los eventos de captura y material tintado en verde después, con el fin de registrar los principales eventos de sedimentación asociados a la reorganización de la red de drenaje. En la figura 8 se muestran los cortes que atraviesan los abanico F1, F2 y F3 alimentados respectivamente por los canales ch1, ch2 (canal capturador) y ch3. La primera capa roja (layer 1) a $t_1 = 360$ min se tamizó sobre los abanicos F1 y F3; no se aplicó sobre

el abanico F2 puesto que en este momento no se apreciaba sedimentación en el emplazamiento del futuro abanico F2. La segunda capa roja (layer 2) se aplicó sobre los abanicos F1, F2 y F3 a $t_2 = 390$ min. La primera capa verde (layer 3) se aplicó sobre F2 y F3 a $t_3 = 400$ min. No se aplicó el material verde sobre el abanico F1 porque en este momento el canal $ch1_B$ no estaba capturado. La segunda capa verde (layer 4) se aplicó sobre los tres abanicos a $t_4 = 430$ min, entre las capturas 2 y 3. Se observa un aumento significativo del espesor de sedimentos acumulados en el abanico F2 a partir del primer evento de captura.

A partir de las áreas de sedimentación comprendidas entre la base de los abanicos y las capas coloreadas (Figura 8) se han calculado tasas promedias de sedimentación antes y después de las capturas 1 y 2. Justo antes de la primera captura, en los abanicos F1 y F3 (áreas b, figura 8) alimentados por los canales $ch1$ y $ch3$, las tasas de sedimentación eran de 0.2 y 0.5 mm^2/min respectivamente (Figura 9). En el abanico F2 (área b, figura 8), alimentado por el canal $ch2$, la tasa de sedimentación era de un orden de magnitud inferior (0.01 mm^2/min , figura 9) a los anteriormente mencionados. Después de las capturas 1 y 2, la acumulación de sedimentos en los abanicos F1 y F3 (áreas c+d, figuras 8) se redujeron con tasas de 0.16 y 0.3 mm^2/min respectivamente (Figura 9), lo que significa una disminución del flujo de sedimentos del orden del 20% al 40%. En el mismo periodo, la acumulación de sedimentos en el abanico F2 (áreas c+d, figuras 8) alimentado por el canal captador $ch2$, aumentó y la tasa de sedimentación alcanzó 0.4 mm^2/min (Figura 9), i.e., se multiplicó por 40. Este valor es similar a las tasas de sedimentación en los abanicos F1 y F3 (áreas b) antes de los eventos de captura. Por lo tanto, en un mismo periodo, la tasa de sedimentación en el abanico F2 del canal captador aumenta, mientras que la tasa de sedimentación en los abanicos adyacentes (F1 y F3), alimentados por los canales $ch1$ y $ch3$ que han perdido área de drenaje por capturas, disminuye. Estos resultados muestran que la reorganización de la red de drenaje modifica los flujos de sedimentos sin que las condiciones externas, que son las tasas de acortamiento y de pluviometría, hayan variado.

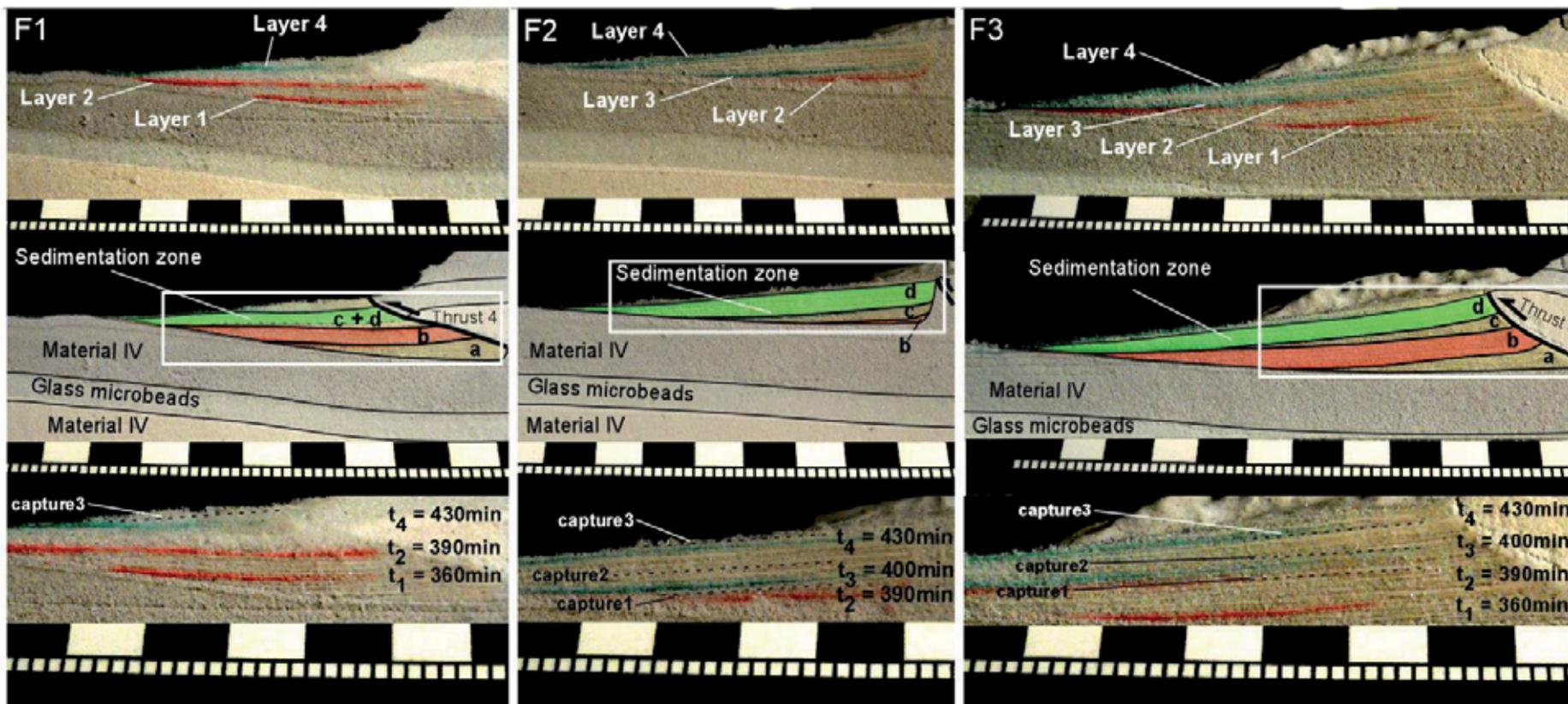


Figura 8. Cortes de las zonas de sedimentación (F1, F2 y F3) del modelo A2. A partir de las áreas de sedimentación comprendidas entre la base de los abanicos y las capas coloreadas y la superficie se han calculado tasas promedio de sedimentación. En las fotografías inferiores se muestra el tiempo en el que se han aplicado las capas coloreadas y línea discontinua las posiciones estratigráficas aproximadas de los eventos de captura.

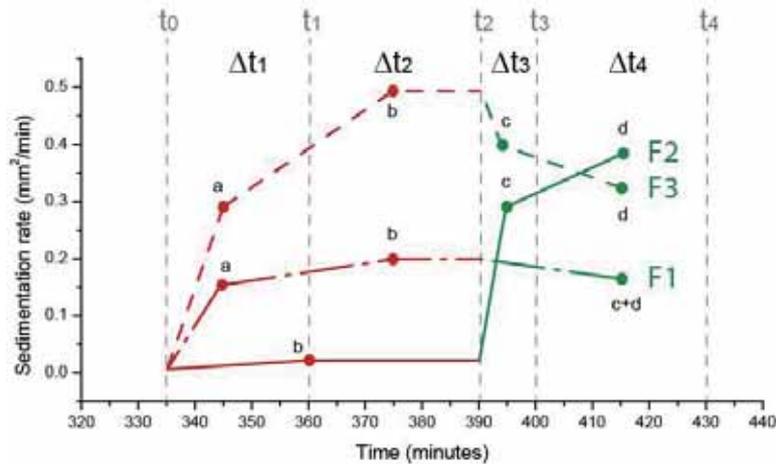


Figura 9. Evolución de las tasas promedio de sedimentación de los abanicos F1, F2 y F3 durante los intervalos de tiempo marcados por polvo de sílice tintado (en rojo antes de los eventos de capturas y en verde después).

3.2. Reorganización de la red de drenaje posterior a la construcción del prisma experimental

Después de 94 cm de acortamiento, la red de drenaje del experimento A4 (20 cm/h de acortamiento y 9 mm/h de pluviometría), se caracteriza por ser dominada por tramos longitudinales al interior del prisma (Figura 10A) resultando del desvío del 80% de los canales transversales preexistentes a los cabalgamientos (capítulo 1, figura 12). Los experimentos realizados bajo una tasa de acortamiento continua (prismas en construcción), sugieren que las topografías que presentan tramos longitudinales son aparentemente metaestables. Para verificar esta hipótesis, se continuó brumizando agua encima de la superficie del modelo durante 3 horas, después de haber reducido a cero la velocidad de acortamiento. En la figura 10 se ha representado un canal transversal ch1 y un canal longitudinal ch2 y sus respectivas áreas de drenaje A1 y A2. En el periodo sin deformación, se observa una erosión remontante de las cabeceras de los canales transversales, un aumento de la anchura de los canales y del tamaño de los abanicos sedimentarios. La erosión remontante del canal transversal ch1 acaba por desplazar la divisoria de aguas, entre A1 y A2, hasta el tramo longitudinal del canal ch2 produciendo su captura y un aumento del área de drenaje A1 de 310 cm² (45%) como en los casos de capturas observados durante la construcción de un prisma.

En la figura 11 se muestra un detalle de un corte transversal del abanico sedimentario del canal transversal ch1. Se ha diferenciado el material depositado delante de las estructuras durante la etapa con deformación (amarillo) y el material depositado durante el período sin deformación (naranja). Durante el crecimiento de los abanicos, las partes proximales (ápices de los abanicos) se propagan en onlaps hacia el interior del prisma, mientras que las partes medias y distales entierran las partes externas del prisma y los cabalgamientos. En este experimento no

se ha tamizado material colorado y por lo tanto, no se puede separar en el registro sedimentario la influencia de la captura sobre las tasas de sedimentación. En cambio se ha calculado el volumen erosionado asociado a la captura sustrayendo la topografía de la figura 10A a la topografía de la figura 10B. El volumen erosionado asociado a la captura representa un 10% del volumen total erosionado en la cuenca A1. Es de esperar que el volumen de sedimentos asociado a la expansión del área de drenaje contribuya en la misma proporción al volumen de productos de erosión depositados en el abanico F1.

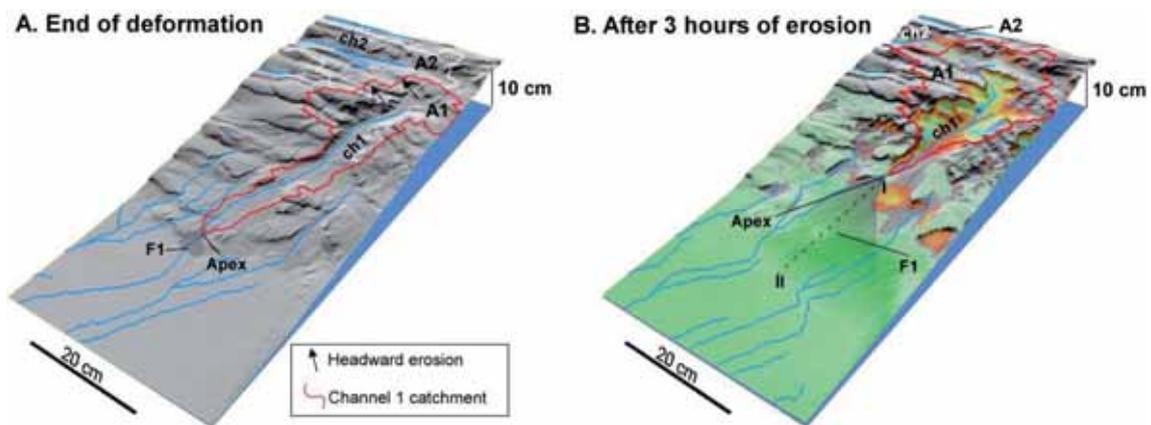


Figura 10. Imágenes 3D en detalle de la topografía digital del experimento 6 (A) al final de la etapa de deformación y (B) después de la aplicación de tres horas de lluvia. En la imagen B se ha representado en verde las zonas con sedimentación y en una escala de azul a rojo las zonas en erosión.

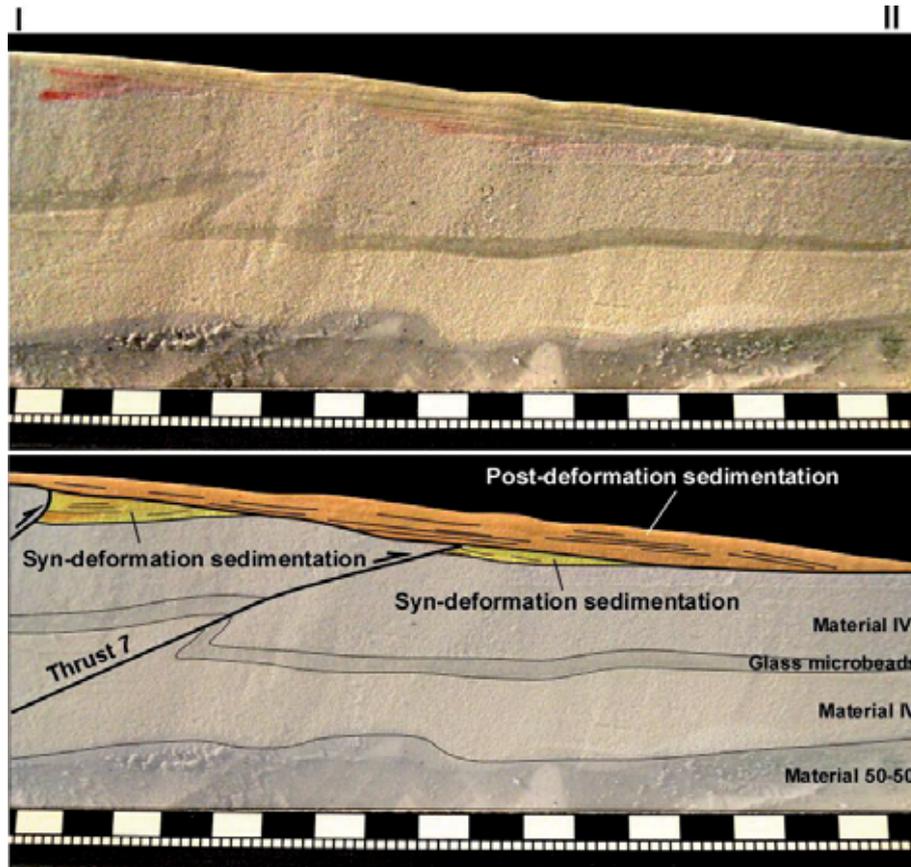


Figura 11. Detalle de un corte transversal de la zona en sedimentación alimentada por el canal ch1 que drena el área de drenaje A1. Se ha diferenciado el material depositado en los pies de los cabalgamientos durante la etapa con deformación (amarillo) y el material depositado durante el periodo sin deformación (naranja).

4. Discusión

En el capítulo 1 se ha mostrado que en los experimentos los tramos longitudinales se forman durante la aparición de una nueva estructura cabalgante, donde los canales preexistentes no tienen un poder incisivo mínimo necesario para igualar el levantamiento, y que el poder incisivo mínimo depende del caudal y de la velocidad de levantamiento. Se ha mostrado en los experimentos A2, A3 y B1 que los tramos longitudinales pueden ser posteriormente capturados. La captura se produce cuando las cabeceras de los tramos transversales, situados en la parte externa de una estructura compresiva, alcanzan el tramo longitudinal situado en la parte interna. Este proceso reorganiza el drenaje desde una red de drenaje dominada por tramos longitudinales a una red de drenaje dominada por tramos transversales. Aunque las velocidades de retroceso de las cabeceras aumentan con la tasa de levantamiento, no se observan capturas en los experimentos a tasas de levantamientos altas y dominados por tramos longitudinales (A4, A5, A6 y B2). Para que se produzca una captura se requiere un tiempo de erosión suficiente para que

las cabeceras de los tramos transversales alcancen los tramos longitudinales y este tiempo corresponde al tiempo de actividad de un cabalgamiento en los experimentos. Como se explica en el punto 3.2 del capítulo 1, la aparición de un nuevo cabalgamiento bascula el cabalgamiento anterior y la topografía, provocando una disminución de las pendientes locales e inhibiendo la erosión. El gráfico de la figura 12 muestra el tiempo medio de actividad de la erosión remontante en función de la tasa de levantamiento media de todos los cabalgamientos en los que se ha observado la migración de las cabeceras de los canales transversales, para los modelos A2, A3, A4, A5, A6 (puntos blancos), y B1 y B2 (puntos negros). En el gráfico también puede observarse el tiempo necesario para que se produzca una captura para los modelos (A) elaborados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h (línea gris) y (B) una tasa de lluvia de 18 mm/h (línea negra). El tiempo necesario para que se produzca una captura se ha calculado a partir de la velocidad de migración de las cabeceras de los canales y de la distancia entre el canal longitudinal y las cabeceras de los canales transversales en las partes externas de los cabalgamientos antes del inicio de las migraciones de las divisorias. El gráfico muestra que para los experimentos donde se han observado capturas, A2, A3 y B1 el tiempo de actividad de erosión regresiva es igual o superior al tiempo necesario para que se produzca la captura. Por el contrario, los experimentos elaborados a mayores tasas de acortamiento, donde no se han observado capturas, el tiempo de actividad de las estructuras es menor al tiempo necesario para que se produzca una captura. Este desequilibrio resulta de la relación no-lineal entre la velocidad de migración (V) de las divisorias y las tasas de levantamiento (U) con un exponente inferior a uno ($V \propto U^{0.8}$). Las velocidades de migración de las divisorias en cadenas de montañas activas son desconocidas, las escasas cuantificaciones de velocidad de migración han sido realizadas en regiones tectónicamente estables (e.g., Willett et al., 2014). Por lo tanto no se puede afirmar que, como en los modelos, la velocidad de migración de las divisorias de aguas en la naturaleza y la cantidad de capturas asociada depende de las tasas de levantamiento. Sin embargo, tanto los experimentos en construcción como en relajación, muestran que una red de drenaje perpendicular a la pendiente media es metaestable y que un drenaje transversal más estable acaba por remplazarlo. Los experimentos confirman el modelo de evolución de la red de drenaje basado en el estudio del Alto Atlas marroquí (Babault et al., 2012) y de la Cordillera Oriental de Colombia (Babault et al., 2013) donde también se observan reorganizaciones por capturas desde un drenaje precoz dominado por ríos longitudinales a un drenaje dominado por ríos transversales en respuesta a un aumento de las pendientes regionales durante las construcción de esos orógenos.

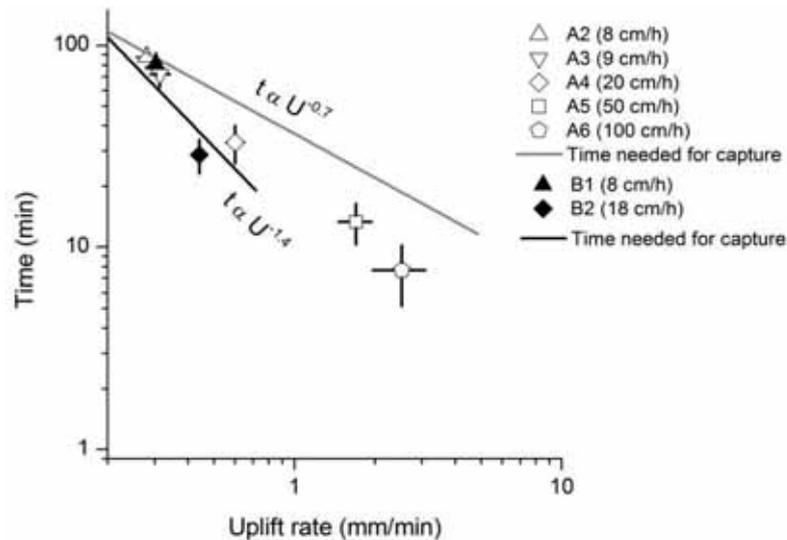


Figura 12. Tiempo medio de actividad de la erosión remontante en función de la tasa de levantamiento media, con las desviaciones estándar, de todas los cabalgamientos en las que se ha observado migración de las cabeceras de los canales transversales, para los modelos elaborados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h (puntos blancos) y bajo una tasa de lluvia de 18 mm/h (puntos negros). Se ha representado el tiempo necesario para que se produzca una captura para los modelos elaborados bajo una tasa de lluvia de 9 mm/h (línea roja) y una tasa de lluvia de 18 mm/h (línea gris).

El retroceso de las divisorias de aguas y el proceso de capturas provocan un aumento de las áreas de drenaje de los canales transversales. Un aumento de área de drenaje corresponde a un aumento del flujo de agua, de la erosión y del flujo de sedimentos (Figuras 6, 7, 8 y 9). En cambio, la pérdida de área de drenaje por captura significa, para un canal, una disminución de su capacidad de erosión y del flujo de sedimentos que transporta resultando en una disminución de las tasas de sedimentación en su desembocadura. Los cambios en una cuenca sedimentaria de las tasas de sedimentación se interpretan clásicamente como respuestas del sistema geomorfológico en erosión a variaciones climáticas y/o tectónicas (Allen, 2008; Molnar, 2001; Molnar and England, 1990; Paola and Swenson, 1998; Tucker and Slingerland, 1997) . No obstante, este trabajo muestra que a tasas de acortamiento y pluviometría constantes, la dinámica de la red de drenaje modifica el tamaño de las cuencas y como consecuencia las tasas de sedimentación. En respuesta a variaciones climáticas y/o tectónicas, se ha de esperar un registro de las variaciones asociadas del flujo de sedimentos en todos los sistemas en sedimentación que rodean una topografía sometida a la erosión. En cambio, modificaciones del flujo de sedimentos por el proceso de captura implican que en el mismo periodo la tasa de sedimentación en un abanico aumenta por captura mientras que la tasa de sedimentación en un abanico adyacente debería ser constante o disminuir (Figura 9).

En los experimentos la litología es homogénea y los cambios de área fuente no modifican ni la composición ni el tamaño de grano de los productos de erosión que se acumulan en los abanicos. Sin embargo, en la naturaleza una modificación de las áreas fuentes puede ocasionar un cambio potencial en las litologías erosionadas resultando en una variación en la composición del flujo de sedimentos. Si la red de drenaje en cadenas de montañas tiene la posibilidad de reorganizarse como lo está haciendo en el Alto Atlas y la Cordillera Oriental de Colombia, el flujo de sedimentos y su composición a su salida no sólo están controlados por la tectónica y/o el clima sino también por los procesos intrínsecos al sistema geomorfológico que son la migración de divisorias de aguas y las capturas. Por ejemplo, la reorganización de la red de drenaje ofrece una alternativa para explicar, en el flanco sur de los Pirineos, cambios de composición entre la carga transportada por los sistemas fluviales oligocenos y los actuales (Babault et al., 2013). En el capítulo 1 (Figura 7), los canales se adaptan a una perturbación (un levantamiento) por migración hacia arriba de un knickpoint como lo predice la teoría del “stream power” (e.g., Whipple and Tucker, 1999). Un knickpoint separa los tramos altos con pendientes bajas, de los tramos bajos con pendientes altas y en equilibrio con la nueva tasa de levantamiento. El tamaño de grano de los sedimentos transportados por ríos que se están adaptando a una perturbación tectónica es más alto debido a una alimentación del canal por los bloques derivados de los deslizamientos en las vertientes, una vez el canal se encaja en respuesta a la propagación de un knickpoint (Whittaker et al., 2010). Una captura representa una caída repentina del nivel de base del canal capturado que es el equivalente a un levantamiento instantáneo, resultando en un aumento de la pendiente del canal. En las figuras 1, 2 y 3 se puede observar que las capturas generan incisiones que se propagan hacia arriba. Por lo tanto, una captura podría también influir sobre el tamaño de grano del material transportado además de aumentar el flujo sedimentario y de modificar su composición.

5. Conclusión

Los experimentos confirman el modelo de evolución de la red de drenaje basado en los estudios del Alto Atlas marroquí y de la Cordillera Oriental de Colombia donde la red de drenaje se reorganiza desde una red de drenaje precoz dominada por tramos longitudinales a una red de drenaje dominada por tramos transversales.

La velocidad de migración de las cabeceras de los canales transversales, situados en la parte externa de una estructura cabalgante, aumenta de manera no-lineal con la tasa de levantamiento debido al incremento, también no-lineal, de la tasa de incisión con el aumento de la pendiente de

los canales. Además, un aumento de la pluviometría resulta, también, en un aumento de la velocidad de migración de las divisorias.

La dinámica de la red de drenaje modifica los tamaños de las cuencas de drenaje, vía migración de las divisorias de aguas y capturas provocando cambios en el flujo de sedimentos a la salida de los prismas experimentales.

Por consiguiente, se puede esperar que el flujo de sedimentos a la salida de las cadenas montañosas no esté controlado únicamente por factores externos como son la tectónica y el clima, sino también por la dinámica de la red de drenaje. Las modificaciones del flujo de sedimentos resultante de variaciones climáticas y/o tectónicas, deberían registrarse en todos los sistemas en sedimentación que rodean un orógeno. En cambio, variaciones espaciales en las tasas de sedimentación en un mismo periodo serán diagnóstico de una reorganización de la red de drenaje.

En la naturaleza, modificaciones de las áreas fuente, de las distancias de transporte y de las pendientes provocadas por la migración de las divisorias de aguas y capturas deberían modificar no solo las tasas de sedimentación, sino también la composición del sedimento, el tamaño de grano, y potencialmente la calidad de un reservorio.

Bibliografía

- Allen, P. A., 2008, From landscapes into geological history: *Nature*, v. 451, no. 7176, p. 274-276.
- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., and Van Den Driessche, J., 2005, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach: *Geology*, v. 33, no. 4, p. 301-304, doi: 310.1130/G21095.21091.
- Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M. L., and Tesón, E., 2013, Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 377.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., and Teixell, A., 2012, Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics: *Tectonics*, v. 31, no. 4, p. TC4020.
- Bishop, P., 1995, Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion: *Progress in Physical Geography*, v. 19, no. 4, p. 449-473.
- Goren, L., Willett, S. D., Herman, F., and Braun, J., 2014, Coupled numerical–analytical approach to landscape evolution modeling: *Earth Surface Processes and Landforms*, p. n/a-n/a.
- Graveleau, F., and Dominguez, S., 2008, Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts: *Comptes Rendus. Geoscience*, v. 340, no. 5, p. 324-333.
- Graveleau, F., Hurtrez, J. E., Dominguez, S., and Malavieille, J., 2011, A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes: *Tectonophysics*, v. 513, no. 1-4, p. 68-87.
- Gupta, S., 1997, Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin: *Geology*, v. 25, no. 1, p. 11-14.
- Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., and Wojtal, S. F., 1996, The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand; evidence revealed by drainage patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 18, no. 2-3, p. 217-234.
- Mikesell, L. R., Weissmann, G. S., and Karachewski, J. A., 2010, Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata: *Geomorphology*, v. 115, no. 3-4, p. 267-277.
- Molnar, P., 2001, Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates: *Geology*, v. 29, no. 12, p. 1071-1074.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, no. 6279, p. 29-34.
- Paola, C., and Swenson, J. B., 1998, Geometric constraints on composition of sediment derived from erosional landscapes: *Basin Research*, v. 10, no. 1, p. 37-47.

- Tucker, G. E., and Slingerland, R., 1997, Drainage basin responses to climate change: *Water Resources Research*, v. 33, no. 8, p. 2031-2047.
- Whipple, K. X., and 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*, v. 104, no. B8, p. 17,661-617,674.
- Whittaker, A. C., Attal, M., and Allen, P. A., 2010, Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics: *Basin Research*, v. 22, no. 6, p. 809-828.
- Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., and Chen, C.-Y., 2014, Dynamic Reorganization of River Basins: *Science*, v. 343, no. 6175.

PARTE 2

Capítulo 3

Influencia de la dinámica de la erosión en el Central Range de Papúa sobre el sistema sedimentario de la bahía de Cendrawasih

En preparación para la revista Basin Research

En el **Capítulo 3** se realiza un estudio geomorfológico que sugiere que la red de drenaje del Central Range se está reorganizando desde un estado inicial dominado por un drenaje longitudinal, formado hace 12 Ma, a uno dominado por un drenaje transversal siguiendo el mismo patrón que en los modelos experimentales. Los resultados obtenidos han permitido realizar un balance de volúmenes erosionados y sedimentados por las principales cuencas del Central Range que desembocan a la bahía de Cendrawasih y estimar la composición del relleno sedimentario que muestra que la cuenca ha sido alimentada mayoritariamente por filitas negras con materia orgánica. El balance de volúmenes se basa en un análisis de imágenes sísmicas de la cuenca sedimentaria y en una síntesis en el área fuente de los datos de erosión precedentes de la literatura. Este estudio muestra que el sistema orógeno-cuenca, Central Range–Cuenca de Cendrawasih, es un sistema dinámico que está en un estado transitorio probablemente desde la emersión de la cadena montañosa en el Mioceno Superior.

Influencia de la dinámica de la erosión en el Central Range de Papúa sobre el sistema sedimentario de la bahía de Cendrawasih

Marc Viaplana-Muzas^a, Julien Babault^a, Stéphane Dominguez^b, Jean Van Den Driessche^c, Xavier Legrand^d, Manuel González-Quijano^e.

^a Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain.

^b Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, F-34095, France.

^c Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Rennes, France.

^d Petronas CariGali, Twin Tower KLCC, 50088, Kuala Lumpur, Malaysia.

^e REPSOL, Exploration Indonesia

1 Introducción

Un sistema Orógeno-Cuenca (Source-to-Sink) abarca los diferentes sistemas geomorfológicos y deposicionales, desde los ríos que drenan y erosionan las cadenas de montañas hasta sus sistemas deposicionales asociados donde están transportados los productos de erosión (Einsele and Hinderer, 1997; Einsele et al., 1996). Las tasas de erosión y sedimentación están controladas a priori por las tasas de levantamiento y la intensidad y frecuencia de los eventos lluviosos, es decir, por las fuerzas externas: Tectónica y Clima. Además, el patrón de sedimentación, “line-source dispersal systems” o “point-sourced depositional systems”, y los flujos de sedimentación dependen de la competición entre las tasas de acortamiento/levantamiento y la pluviometría.

Tradicionalmente, en el análisis de las cuencas sedimentarias se considera que el tamaño de las cuencas de drenaje que las alimentan en sedimentos detríticos, es constante (e.g., Allen et al., 2013; Michael et al., 2014). Sin embargo, procesos intrínsecos al sistema geomorfológico como migraciones de divisorias de agua y capturas de ríos pueden modificar el tamaño de una cuenca de drenaje. Trabajos recientes, en el Alto Atlas de Marruecos y la Cordillera Oriental de Colombia, muestran que durante la construcción de un orógeno, la red de drenaje se reorganiza vía retrocesos de divisorias de aguas y por capturas (Babault et al., 2013; Babault et al., 2012). Estos trabajos muestran que la red fluvial evoluciona de un estado precoz dominado por un drenaje longitudinal (paralelo al eje del orógeno) y controlado por las estructuras tectónicas principales, a otro dominado por un drenaje transversal (perpendicular al eje del orógeno y a las

estructuras principales). Muestran además, que la reorganización de la red de drenaje está controlada por el aumento de la pendiente regional (aumento de la altura media) durante la construcción de esos orógenos. Los modelos experimentales (Capítulo 2) confirman esta secuencia evolutiva, y demuestran, que estos procesos pueden influir en las tasas de sedimentación y en su distribución espacial.

El retroceso de las divisorias de agua hacia el interior de un orógeno y procesos de capturas de ríos situados en las zonas internas tienen como consecuencia, en primer lugar, la variación del tamaño de las cuencas de drenaje y en segundo lugar cambios potenciales en la litología de las rocas erosionadas (e.g., Bishop, 1995). A su vez, esas modificaciones resultan en cambios de la composición de los sedimentos transportados por los ríos. La ley de erosión principalmente utilizada y denominada “Stream power incision model” predice que la erosión es proporcional al área de drenaje y a la pendiente (cf. Capítulo 1). Como consecuencia, modificaciones del área de drenaje en respuesta a una reorganización de la red de drenaje resultan también en cambios del flujo de sedimentos, y de la distancia de transporte, modificando potencialmente la granulometría que es inversamente proporcional a la distancia de transporte (e.g., Whittaker et al., 2011). Entonces, la composición, el tamaño de grano, las variaciones en los volúmenes, las tasas de sedimentación y su distribución espacial en las cuencas son función de la dinámica de la erosión y del transporte en las áreas fuentes, que dependen a la vez, de los factores externos e internos al sistema geomorfológico. Por lo tanto, la comprensión de los procesos erosivos, de transporte y su dinámica, ofrece la posibilidad de mejorar el entendimiento de la dinámica del relleno de una cuenca sedimentaria, y por extensión, la predicción de la calidad de los reservorios.

En este capítulo se realiza un estudio geomorfológico que sugiere que la red de drenaje del Central Range se está reorganizando siguiendo el mismo patrón que en el Alto Atlas marroquí, en la Cordillera Oriental de Colombia y en los modelos experimentales. Los resultados obtenidos han permitido realizar un balance preliminar de volúmenes erosionados y depositados por las cuatro cuencas principales del Central Range que alimentan con sedimentos detríticos la bahía de Cendrawasih para estimar la composición del relleno sedimentario. El balance de volúmenes se basa en un análisis de imágenes sísmicas de la cuenca sedimentaria y en una síntesis en el área fuente de los escasos datos de erosión procedente de la literatura. A partir del balance de volúmenes se propone que la ruta subaérea de los productos de erosión no ha sido modificada significativamente desde el inicio de la emersión de la cadena montañosa (12 Ma), de manera que la composición principal del sedimento depositado en la cuenca resulta de la erosión de metapelitas (con filitas negras) y dioritas. La interpretación sísmica de la cuenca de Cendrawasih muestra que la deformación compresiva en la bahía de Cendrawasih es muy reciente (~100-200 ka), implicando que los cabalgamientos y pliegues submarinos no han

modificado las rutas de los canales submarinos durante la mayor parte del periodo de sedimentación (12 Ma) en la cuenca de Cendrawasih. Este estudio muestra que el sistema orógeno-cuenca, Central Range – Cuenca de Cendrawasih, es un sistema dinámico que está en estado transitorio probablemente desde la emersión de la cadena montañosa en el Mioceno Superior.

2 Marco geológico

2.1 *Geodinámica y estructura de la isla Irian Jaya*

El Central Range es el producto de la convergencia a finales del Cenozoico entre las placas Australianas y Pacíficas. Es el resultado de la colisión entre un arco oceánico y el continente australiano (Dewey and Bird, 1970) ocurrida después del comienzo de la subducción hacia el norte de la litosfera oceánica de la placa australiana, hace 30 Ma (van Ufford and Cloos, 2005). Después de centenares de kilómetros de subducción interoceánica durante >20 Ma, la litosfera continental australiana empezó a entrar en subducción. La parte somera de la pila sedimentaria (que constituía la plataforma y el talud continental del margen pasivo del continente australiano) se deformó formando un prisma de acreción saldándose con la emersión y la erosión de la plataforma somera (New Guinea Limestone) generando una sedimentación de depósitos siliciclásticos (Fm. Buru, Visser and Hermes, 1962) que empezaron a cubrir, hace ~12 Ma, los carbonatos de plataforma (Figura 1). La base de la pila sedimentaria subdució hasta profundidades de 20-30 km (Warren, 1995; Warren and Cloos, 2007), generando un engrosamiento del prisma orogénico por “underplating” (Cloos et al., 2005). El bloqueo de la zona de subducción y el inicio de la deformación “thick-skinned” ocurrió hace 8 Ma, probablemente cuando el bloque en subducción de la placa Australiana se desprendió (Slab break-off), y fue substituido por manto astenosférico, generando magmatismo a lo largo de la parte central del Central Range, empezando, así, el periodo de colisión (Cloos et al., 2005). Desde hace 3 Ma, la velocidad de convergencia entre estas dos placas es de 114 mm/a y de dirección casi EO (DeMets et al., 1994; DeMets and Stein, 1990). Desde hace ~3-5 Ma (Harbert and Cox, 1989, 1990; Pollitz, 1986), la dirección de convergencia ha cambiado de ~9° en sentido horario y la velocidad de convergencia ha aumentado hasta ~15 mm/a (Scotese et al., 1988) provocando que el margen norte de Nueva Guinea se comporte como un límite de placa transformante sinestro (~11 cm/yr) ligeramente convergente (<2 cm/yr) formando la falla Sorong-Yapen y las zonas de fallas asociadas (Sapiie et al., 2010) (Figura 2).

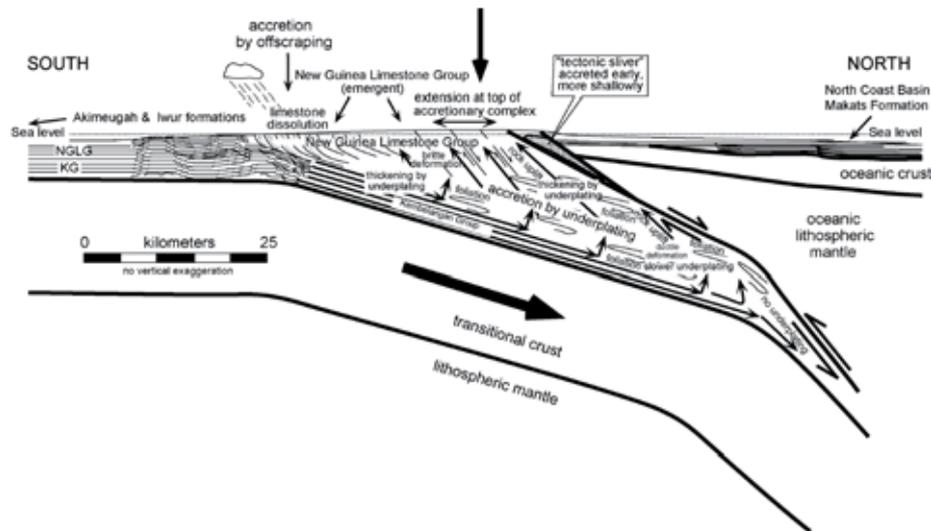


Figura 1. Según Warren and Cloos 2007, modelo de placas tectónicas (en perfil) mostrando los procesos superficiales y profundos producidos por la subducción, buzando al Norte, del margen Australiano a ~14 Ma.

La mayoría del Central Range de la parte occidental de Nueva Guinea (la provincia Indonesia de Papúa, antiguamente denominada Irian Jaya) está compuesta por tres terrenos geológicos orientados aproximadamente EO (Figuras 2 y 3). De norte a sur son: un complejo ofiolítico, un cinturón metamórfico y un cinturón plegado cabalgante. El cinturón ofiolítico Irian (IOB) situado a pie del flanco norte está compuesto por peridotitas serpentinizadas en las partes altas al Sur y rocas máficas en las partes bajas hacia el norte (Dow, 1988). El flanco Norte está compuesto principalmente por el cinturón metamórfico de Derewo (DMB o cinturón metamórfico de Ruffaer) situado entre las ofiolitas y la falla de Derewo (DF). Es el resultado del metamorfismo en facies de esquistos verdes de las series sedimentarias de edades Jurásicas y Cretácicas del margen pasivo (Dow, 1988). Dataciones K-Ar sobre roca total indican una edad oligoceno superior (28 Ma a 20 Ma) para el metamorfismo (Weiland, 1999). En el flanco Sur y la región central se encuentran rocas sedimentarias del Mesozoico y del Cenozoico, que se depositaron sobre el margen pasivo continental australiano. Estas rocas están afectadas por pliegues de escala kilométrica y fallas inversas pero no están metamorfizadas. En la parte Oeste del Central Range, están bordeadas al sur por una zona de cabalgamientos, siendo el cabalgamiento con más salto de falla, el cabalgamiento de Mapenduma (MT), que yuxtapone rocas terciarias con rocas paleozoicas (Figura 3). El acortamiento en la parte Oeste del Central Range, registrada en los pliegues y las fallas inversas imbricadas del cinturón plegado cabalgante (FTB), está estimado a ~80 km (~40%) sobre los 120 km de anchura en esta parte del orógeno (Quarles van Ufford, 1996). Los sedimentos marinos carbonatados de plataforma más recientes preservados en la cresta del Central Range (New Guinea Limestone) tienen una edad de 15 Ma y podrían ser tan recientes como 12 Ma (Quarles van Ufford, 1996). Culminan

cerca del Puncak Jaya (la cumbre más elevada de la isla, 4884 m), en el Ertsberg minin district, alrededor de 4000 m de altura indicando unos niveles de erosión bajos en esta parte del Central Range.

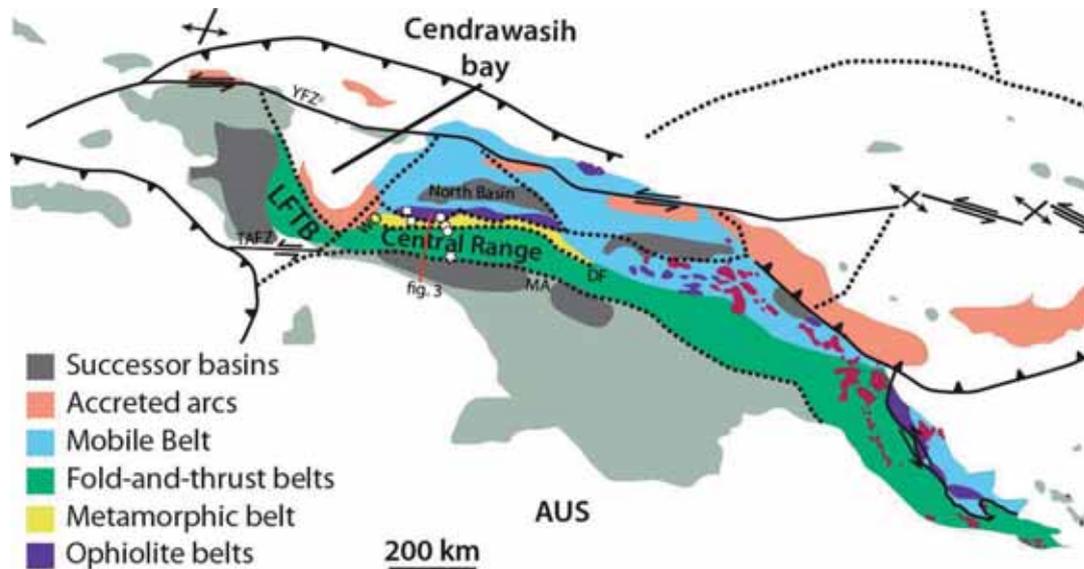


Figura 2. Mapa tectono-estratigráfico adaptado de Baldwin et al., 2012. Se ha localizado la bahía de Cendrawasih, el Central Range, el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Lengguru (LFBT) y la cuenca situada al norte llamada “North basin”. Las estructuras principales señaladas son: Weyland overthrust (WO), Derewo fault (DF), Mapenduma anticline (MA), Tarera-Aiduna fault zone (TAFZ) y Yapen fault zone (YFZ). La línea roja representa el trazado del corte geológico de la figura 3. Los símbolos blancos representan las localidades donde se han extraído datos de termocronología (Weiland and Cloos 1996; Weiland, 1999): transecta Beoga (cuadrados), transecta Bugalaga (redondas) y flanco sur y cresta (estrella).

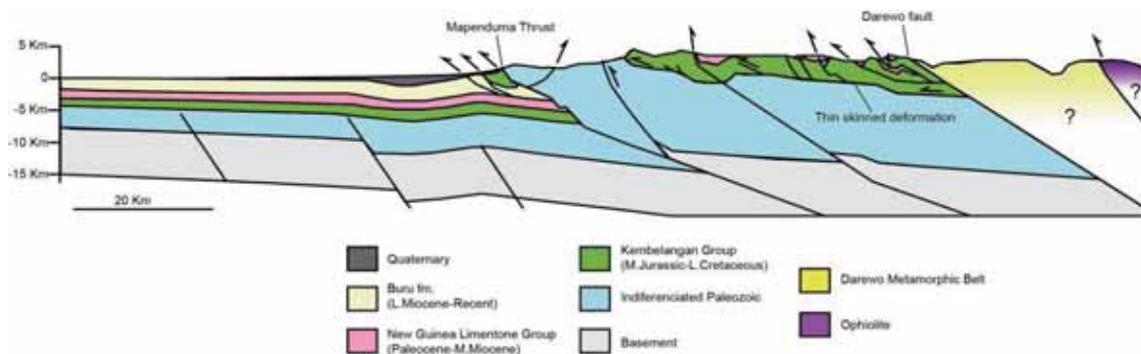


Figura 3. Corte geológico interpretado según Kendrick 2000 y Nash et al., 1993 de la parte oeste de Central Range. La localización del corte puede verse en la figura 2, en rojo.

Las tasas de exhumación en las tres unidades tectono-metamórficas han sido estimadas a partir de tasas de enfriamiento obtenidas por métodos de termocronología de baja temperatura (AFT y ZFT) (Weiland, 1999; Weiland and Cloos, 1996). Las edades obtenidas no han sido

modelizadas pero las grandes longitudes medias de las trazas sobre apatitos (13-14.3 μm) indican historias de enfriamiento sencillas datadas por las edades centrales. Las tasas de enfriamiento han sido convertidas por Weiland and Cloos (1996) y Weiland (1999) a tasas de erosión utilizando valores de gradientes geotérmicos. Weiland and Cloos (1996) asumen un gradiente geotérmico de 25°C/km cerca de la cresta (cerca del Puncak Jaya) y en el flanco Sur del Central Range. Quarles van Ufford (1996) y Weiland and Cloos (1996) deducen menos de 2 km de erosión cerca de la cresta del flanco Sur en el Gunung Bijih (Ertsberg) mining district para los últimos 3 Ma. En la vertiente norte, utilizan la estimación de $12\pm 1^\circ\text{C}/\text{km}$ por Warren (1995) y Warren and Cloos (2007) del gradiente geotérmico para el cinturón metamórfico de Derewo durante el pico de metamorfismo regional adquirido en una zona de subducción. Estos autores deducen valores de erosión muy altos desde el Plioceno para el cinturón metamórfico de Derewo en el flanco norte, de hasta 6.9 mm/a, valores altos, 1.7 mm/a, en el flanco Sur y valores bajos, igual o menores a 0.7 mm/a, en la cresta (Kemabu Plateau) del Central Range (Figura 4). La exhumación es muy asimétrica, los valores altos se localizan sobre el cinturón metamórfico de Derewo (Weiland, 1999). A diferencia de las cadenas alpinas, la parte central más elevada de la cadena no corresponde al grado de erosión más alto, que corresponde al cinturón plegado y cabalgante de las series sedimentarias del margen pasivo australiano, con restos de carbonatos someros muy recientes del grupo New Guinea Limestone.

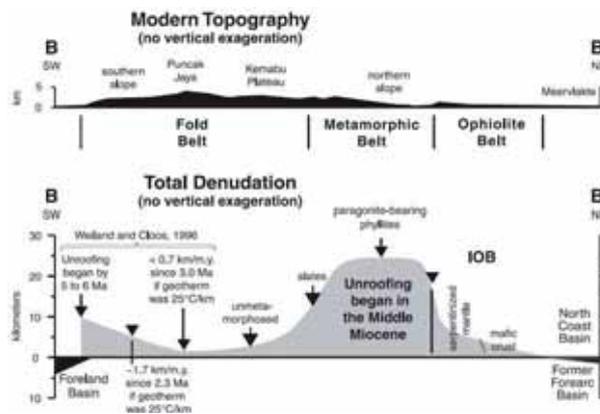


Figura 4. Variación de la denudación desde el flanco Sur del Central Range hasta la cuenca North Basin situada al norte de la isla según Cloos et al. (2005). El trazado del perfil topográfico es muy próximo al de la figura 3.

2.2 Cendrawasih Bay

La bahía de Cendrawasih es una cuenca de forma triangular que limita al este con el Central Range, al sud con el “Weyland overthrust” y el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Lengguru (Figura 2). La parte este y sureste de la cuenca presentan un cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino, llamado Waipogah (Sapiie et al., 2010). Mediante interpretación

sísmica, Sapiie et al., (2010) identifica una discontinuidad que separa el basamento de la cuenca del relleno. Los reflectores por encima de la discontinuidad se disponen en onlap sobre ella. La base de la cuenca está interpretada como sedimentos syn-rift (el reflector azul oscuro de la figura 5 corresponde al techo) y el relleno sedimentario de la cuenca como secuencias post-rift. Basándose en el relleno sedimentario de la cuenca adyacente de Biak, a 200 km al Noreste de la cuenca de Cendrawasih, Sapiie et al. (2010) han propuesto que la formación syn-rift sea de edad del mioceno superior, de manera que la formación post-rift tiene <5 Ma (plioceno y pleistoceno). Esta interpretación discrepa con la edad más antigua del inicio de la emersión en el Central Range, que es 12 Ma, tal y como se registra en los sedimentos siliciclásticos (fm. Buru).

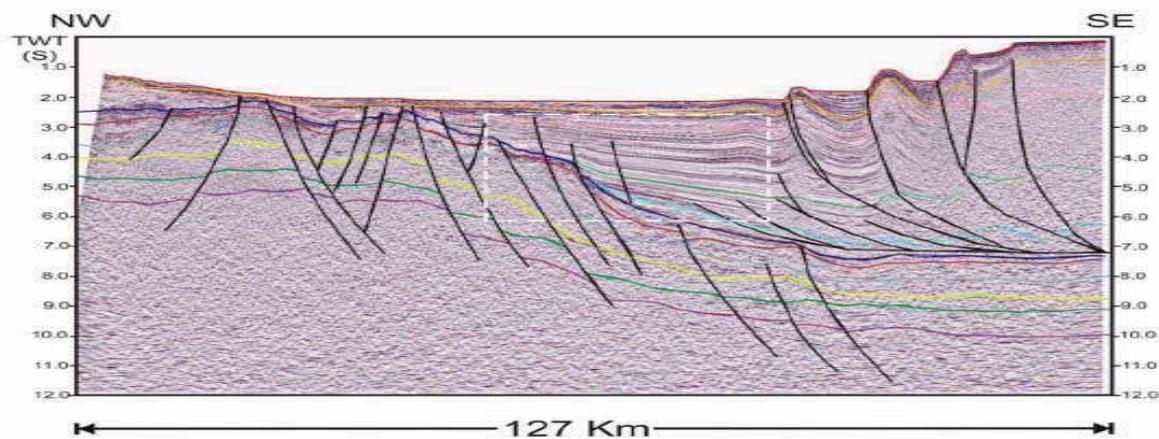


Figura 5. Interpretación de Sapiie et al., 2010 de la línea sísmica de CE07-13, de dirección NO-SE.

2.3 Litologías de las formaciones del Central Range que alimentan la bahía de Cendrawasih

Actualmente cuatro cuencas principales drenan hacia la bahía Cendrawasih. Los grupos litológicos más importantes drenados en estas cuencas son el grupo Kembelangan, el grupo “New Guinea Limestone”, el Cinturón Metamórfico de Derewo que deriva del metamorfismo de las partes distales de la formación Kembelangan (Warren 1995) e intrusiones dioríticas que constituyen gran parte del área de las cuencas estudiadas situadas al Oeste. Quarles van Ufford (1996) presenta una estratigrafía sintética, desde el pie del flanco Sur de los Central Range hasta cerca del pico más alto de la cordillera el Puncak Jaya, en la cual se describe el Grupo estratigráfico de Kembelangan y el Grupo estratigráfico de “New Guinea Limestone”. También están drenadas en proporciones muy inferiores las ofiolitas que hacen contacto al norte con el cinturón metamórfico de Derewo.

El grupo estratigráfico de Kembelangan (Jurásico medio – Cretácico superior) tiene una potencia de 4600 ± 1000 m, está compuesto a 70% de areniscas y está subdividido en cuatro formaciones diferentes que son, de base a techo: Fm. Kopai, Fm. Woniwogi, Fm. Pinyia y Fm. Ekmai (Figura 6). La formación Kopai es la unidad basal del grupo Kembelangan. Tiene una edad Jurásico medio- Cretácico inferior. En la zona estudiada, esta formación tiene una potencia de 1400 ± 300 m. La parte inferior de esta formación está compuesta por c.a. 200 m de areniscas. Por encima de esta unidad de areniscas se encuentran una secuencia carbonatada con fragmentos de crinoideos de 30-40 m de potencia, entre estas dos unidades hay un tramo cubierto de 400 m. Localizado justo por encima del nivel carbonatado se encuentra una secuencia de c.a. 250 m de potencia de arcilla y limolita. Los 500 últimos metros de esta formación están compuestos por areniscas siliciclásticas. La formación Wanowogi tiene una edad de Cretácico inferior a Cretácico medio. En la zona estudiada tiene una potencia total de 1000 ± 200 m. Toda esta unidad está compuesta por areniscas cuarzosas, presentando areniscas mal clasificadas en la base (primeros 200 m) y areniscas bien clasificadas en la parte alta (últimos 800 m). La formación Pinyia tiene una edad de Cretácico superior. En la zona estudiada presenta una potencia de 1550 ± 300 m. Esta formación contiene secuencias de arcillas y limolitas masivas cuarzosas. La formación Ekmai es la formación más joven del grupo Kembelangan y tiene una edad de Cretácico superior. En la zona estudiada tiene una potencia de 650 ± 100 m. Esta formación está constituida básicamente por cuarzo arenita.

El grupo estratigráfico de “New Guinea Limestone” (Paleoceno – Mioceno medio) tiene una potencia de 1800 m, está compuesto de 98% de carbonatos y está subdividido en cuatro formaciones diferentes, que son de base a techo: Fm. Waripi, Fm. Faumai, Fm. Sirga y Fm. Kais. La formación Waripi tiene una edad de Paleoceno a Eoceno inferior. En la zona estudiada esta formación tiene una potencia de 350 m. Está constituida básicamente por dolomita y anecdóticamente secuencias poco potentes de cuarzo arenitas. La formación Faumai tiene una edad Eoceno. Tiene una potencia, en la zona estudiada de 300 m. Esta formación está constituida por dolomita en los 100 m inferiores, los 100-200 m superiores están compuestos por packstones de foraminíferos y cuarzo. La formación Sirga es de edad Eoceno inferior. Tiene una potencia de 40 m. Esta formación está constituida por estratos de cuarzo arenita. En la parte basal presenta un nivel de carbón. La formación Kais tiene una edad de Oligoceno inferior a Mioceno medio. Tiene una potencia de 1100 m. Esta formación está compuesta básicamente por calizas, packstone con algas rojas y foraminíferos bentónicos.

El Cinturón Metamórfico de Derewo está compuesto por metasedimentos con origen en las facies distales de las formaciones Kopai y Pinyia (Warren, 1995), deducido a partir de su contenido fósil. La formación Woniwogi localizada entre las formaciones Kopai y Pinyia no se encuentra representada en el Cinturón Metamórfico de Derewo (Warren, 1995) debido a un

posible acuñamiento de esta formación hacia al Norte (Quarles van Ufford, 1996). El estudio de las metapelitas del cinturón metamórfico de Derewo indica la presencia de filitas negras gráficas y pizarras que han alcanzado temperaturas de 250-350°C a presiones de 5-8 kbar (Warren and Cloos, 2007). Las intrusiones dioríticas miocenas se encuentran en el dominio estructural llamado Weyland Overthrust, situado al Suroeste de la zona estudiada.

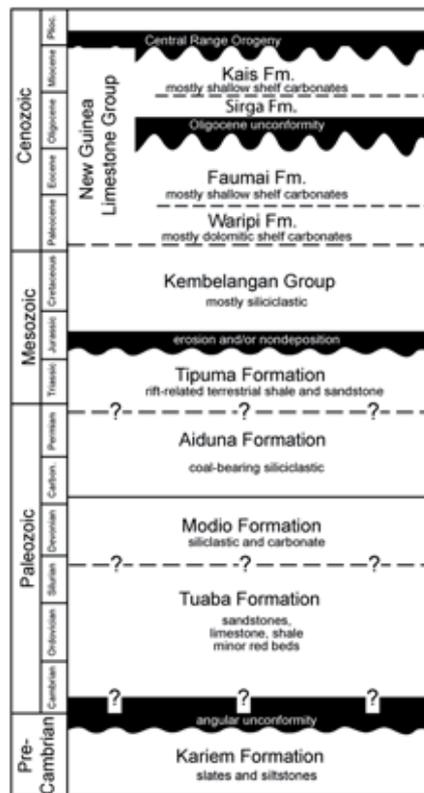


Figura 6. Columna estratigráfica de Warren and Cloos (2007), de los materiales no metamorfizados del margen pasivo Australiano.

3 Metodología

La dinámica erosiva de los ríos que han alimentado la cuenca de Cendrawasih y las litologías drenadas han condicionado las tasas de sedimentación, la granulometría y la composición del sedimento, y potencialmente la calidad de la cuenca como reservorio. Para investigar la dinámica erosiva de la red de drenaje que ha alimentado la cuenca de Cendrawasih, se ha realizado un estudio geomorfológico de la parte oeste del Central Range, y se ha estimado los volúmenes de sedimentos erosionados y sus composiciones.

3.1 *Dinámica de la red de drenaje*

Teóricamente se pueden cartografiar desequilibrios en la red de drenaje que indican migraciones de divisorias de agua a partir de la distribución espacial del parámetro χ (Willett et al., 2014). El parámetro χ es una función de integración de la posición dentro de la red de drenaje desde el nivel de base (e.g., Perron and Royden, 2013; Royden et al., 2000). En una topografía fluvial en estado de desequilibrio y sujeta a tasas de levantamiento y de pluviometría constantes y con propiedades homogéneas del sustrato, las divisorias de agua migran hacia los valores más altos de χ para alcanzar un equilibrio (Willett et al., 2014). Teóricamente, también los perfiles longitudinales de ríos al equilibrio se reducen a una recta en gráficas elevación vs. χ , y la mejor concavidad que permite obtener rectas para ríos naturales en el diagrama elevación/ χ se utiliza para calcular el parámetro χ . Soluciones analíticas a cambios instantáneos de tasas de levantamiento y a tasas de levantamiento variables en el espacio resultan en tramos lineales de pendientes distintas separados por knickpoints (tramos convexos hacia arriba) en gráficas de elevación/ χ (Royden and Taylor Perron, 2013). Las capturas también inducen variaciones de la pendiente en la parte alta de los perfiles (Willett et al., 2014). Si las tasas de levantamiento y de erodabilidad del zócalo son uniformes, las señales transitorias se propagan aguas arriba dentro de los ríos que están regidos por la ley del “Stream Power”, alcanzando la misma localidad en las gráficas elevación/ χ . La colinearidad de los afluentes puede ser utilizada para identificar la concavidad correcta de estos ríos que no han alcanzado un estado de equilibrio (Perron and Royden, 2013). Para calcular la concavidad que minimiza la dispersión en las gráficas elevation/ χ de los canales que podrían no estar en estado de equilibrio, se han realizado pruebas de colinearidad de los principales ríos del Central Range y sus afluentes, haciendo variar la concavidad de 1 a 0.9 (con intervalos de 0.5) utilizando el código abierto publicado por Mudd et al. (2014). El método se basa en regresiones lineales automáticas (tests de linearización) de segmentos con una longitud mínima (minimum segment length, *msl*) que se ajustan a tramos del canal considerado simplificado a una cantidad máxima de puntos que lo definen (target node, *tn*). Se realizan test de sensibilidad de la concavidad (*m/n*) que minimiza la dispersión a esos parámetros haciendo variar *msl* de 10 a 25 (con intervalos de 5) y *tn* de 90 a 130 (con intervalos de 20). Para cada cuenca analizada se han realizado 12 estimaciones de la mejor concavidad. Valores demasiado pequeños de *tn* resultan en regresiones de baja resolución donde los límites de las regresiones lineales no se ajustan a los tramos de canales caracterizados por diferentes pendientes. Se desprecia los afluentes colgados encima del canal principal para realizar el test de colinearidad (Los gráficos de los test de sensibilidad, la concavidad de los ríos y las gráficas elevación/ χ se muestran en anexos, capítulo 3, página 169).

Las alturas y las áreas de drenaje de los perfiles longitudinales de los ríos estudiados se han extraído del modelo numérico de terreno SRTMv4 con una resolución de píxel de 90 m (Jarvis

et al., 2008, Hole-filled SRTM for the globe, versión 4, available at <http://srtm.csi.cgiar.org>). También se han cartografiado los knickpoints en los perfiles longitudinales de los principales ríos. Son zonas del perfil longitudinal de un río con una forma convexa hacia arriba. Aguas abajo de estas zonas convexas, los ríos y las laderas se están adaptando a las nuevas condiciones ocasionadas por una perturbación externa (cambio en la tasa de levantamiento) o interna (cambio del nivel de base por captura). Aguas arriba de los knickpoints los ríos y las laderas aún no se han adaptado a la perturbación (ej., Whipple and Tucker, 1999). Se buscan knickpoints cerca de las divisorias de agua para poner en evidencia potenciales migraciones de las divisorias de agua por capturas. Además se ha analizado la topografía del Central Range a partir de su altura media, calculada a escala cortical (England and Molnar, 1990), usando una ventana móvil de 30 km de diámetro.

3.2 *Volúmenes erosionados en el Central Range*

Se ha realizado una estimación preliminar del volumen erosionado en el Central Range por los ríos que desembocan en la bahía de Cendrawasih y que alimentan el prisma sedimentario. La escasa disponibilidad de datos de erosión en esta región sólo permite obtener una idea del orden de magnitud del volumen erosionado. Las estimaciones de tasas de exhumación publicadas se basan en tasas de enfriamiento obtenidas por métodos de termocronología (cf. Sección 2.1) de baja temperatura (AFT y ZFT) (Weiland and Cloos 1996; Weiland, 1999). En el Cinturón Metamórfico de Derewo, las estimaciones de las tasas de exhumación se basan en datos procedentes de dos transectas. La transecta más cercana a la cuenca de Cendrawasih es la transecta Beoga, situada a unos 100 km de la costa de la bahía de Cendrawasih (Figura 2) y la segunda, la transecta Bugalaga, está situada a unos 100 km al Este de la primera (Weiland, 1999). En el cinturón plegado, los datos de erosión provienen de la zona cercana al “mining district”, donde Quarles van Ufford (1996) y Weiland and Cloos (1996) han obtenido valores de erosión para el plateau de Kemabu y para el flanco sur.

Aunque de carácter local, se han extendido esos valores de erosión a toda la extensión de las unidades tectono-metamórficas en las cuatro cuencas de drenaje que alimentan la cuenca de Cendrawasih. Las tasas de erosión, E , han sido estimadas para un periodo de tiempo, Δt . El volumen erosionado ha sido estimado sobre la superficie A de las cuencas de drenaje utilizando la ecuación siguiente:

$$V = A \cdot E \cdot \Delta t \quad \text{Ec. (1)}$$

El volumen erosionado se ha calculado para las áreas de drenaje de los ríos en su curso dentro del orógeno, es decir, se ha despreciado la parte emergida del margen, donde se

acumularon sedimentos hasta el cuaternario. Aunque en esta zona se observan localmente cañones de hasta 300 metros, están localizados dentro de superficies planas bien preservadas de la incisión. Entonces, se puede considerar que la erosión de la parte emergida del margen es despreciable. Se hace también la hipótesis que el tamaño de las áreas de drenaje no ha variado en el intervalo de tiempo considerado aunque esta hipótesis no tiene en cuenta el ensanchamiento del prisma orogénico durante su construcción ni la pérdida de área de las estructuras cabalgantes debido al “underthrusting”. Por otro lado, la variación de área de drenaje por migración de divisoria se ha tenido en cuenta. Se han calculado los volúmenes erosionados para los últimos 12 Ma que corresponden al inicio de la emersión del Central Range y probablemente de la sedimentación post-rift en la bahía de Cendrawasih. Puesto que Sapiie et al. (2010) argumentan que el relleno sedimentario de la parte estudiada de la bahía de Cendrawasih es de edad Plio-cuaternaria (5 Ma), los volúmenes erosionados se han calculado también sobre un periodo de tiempo de 5 Ma.

Actualmente, los materiales del cinturón metamórfico de Derewo ocupan una superficie importante en la parte Oeste del Central Range. No existen datos de erosión dentro de las cuencas estudiadas que erosionan actualmente estos materiales metamórficos. Como consecuencia, se han utilizado, en primera aproximación, las tasas de erosión disponibles de las dos transectas situadas en el cinturón metamórfico de Derewo, publicadas por Weiland (1999). La combinación de dos termocronómetros de baja temperatura (AFT y ZFT) ha permitido a Weiland (1999) deducir variaciones de las tasas de erosión para las dos transectas situadas en esta unidad metamórfica (Figura 2, transecta Beoga y transecta Bugalaga) para los últimos 12 Ma, asumiendo un gradiente geotérmico bajo de 12°C/km basado en un estudio petrológico (Warren, 1995). Un gradiente geotérmico más elevado resultaría en tasas de erosión más lentas, lo que indica que las tasas de erosión presentadas por Weiland (1999) son valores máximos y que los volúmenes erosionados derivados también son valores máximos. En la parte Oeste, transecta Beoga, del cinturón metamórfico de Derewo, la tasa de denudación es de 0.3 mm/a para el periodo 21 Ma a 3 Ma y 6.9 mm/a para los últimos 3 Ma, y en la parte este, transecta Bugalaga, la denudación es de 1.2 mm/a para el periodo 12 Ma a 2 Ma y 3.8 mm/a para los últimos 2 Ma (Weiland, 1999). En la parte alta de la cuenca del río Derewo (AFT cresta Central Range en la figura 9) la tasa de erosión en el Cinturón de pliegues cabalgantes es <0.7 mm/a desde 3 Ma (Weiland and Cloos, 1996). Para esta unidad también los volúmenes erosionados derivados de esta tasa de erosión son valores máximos. La morfología con poco relieve de la parte alta del Central Range sugiere que las tasas de erosión nunca han sido elevadas en la parte central del Central Range desde que empezó la colisión a 12 Ma, lo que parece ser confirmado por la preservación de carbonatos someros de plataforma de la misma edad.

Teniendo en cuenta que existen dos fuentes de datos de erosión en el Cinturón Metamórfico de Derewo y dos edades posibles del inicio del relleno sedimentario de la Bahía de Cendrawasih, en este trabajo se presentan cuatro estimaciones del volumen erosionado en las cuencas del Central Range que alimentan actualmente la cuenca de Cendrawasih.

3.3 Litologías drenadas por los ríos del Central Range que desembocan en la bahía de Cendrawasih

A partir de la descripción de la columna estratigráfica elaborada por Quarles van Ufford (1996) se han estimado las proporciones de las distintas litologías drenadas en cada una de las cuatro cuencas que alimentan la Bahía de Cendrawasih y que erosionan el Cinturón ofiolítico, el Cinturón metamórfico de Derewo y el Cinturón plegado cabalgante. Se han considerado las litologías mayoritarias de cada grupo. Se ha considerado el grupo de “New Guinea Limestones” como calizas, el grupo Kembelangan como areniscas y las rocas metamórficas del Cinturón Metamórfico de Derewo como metapelitas. Para realizar esas estimaciones se considera que la distribución actual de las unidades litológicas en el mapa geológico ha sido constante desde el inicio del relleno de la cuenca sedimentaria de Cendrawasih. Esta hipótesis se suele hacer (ej. Michael et al 2014) aunque requeriría un análisis detallado de las formaciones erosionadas en el prisma orogénico del Central Range para confirmarla. Se ha utilizado el mapa geológico elaborado para REPSOL por TTI (Charpentier et al., 2010).

A partir de los volúmenes erosionados y las extensiones de cada formación en cada cuenca de drenaje, se ha estimado la composición de los sedimentos clásticos que han rellenado la cuenca de Cendrawasih. Se han calculado las proporciones de cada litología erosionada para los últimos 5 Ma y para los últimos 12 Ma. Las tasas de erosión obtenidas a partir de datos de termocronología baja temperatura (AFT, ZFT) cubren, para el cinturón metamórfico de Derewo, periodos de tiempo superiores al periodo de vida del prisma sedimentario de Cendrawasih. Sin embargo, solo cubren los últimos 3 Ma en el cinturón plegado, en la parte alta del Central Range. La extrapolación de las tasas de erosión en el cinturón plegado al mioceno superior y al plioceno inferior (3-12 Ma) está discutida en la subsección 4.1.3, donde se argumenta que los volúmenes erosionados del New Guinea Limestone han de ser considerados como valores máximos en la cuenca de drenaje del Río Derewo.

3.4 Volúmenes de sedimentos y dinámica sedimentaria actual en la cuenca de Cendrawasih

La descripción de las principales características estructurales y sedimentarias que presenta la cuenca de Cendrawasih se ha hecho a partir de la interpretación de 8 líneas sísmicas adquiridas por TGS-NOPEC Geophysical Company en 2007. De las 8 líneas sísmicas disponibles, 5 de ellas son de dirección NO-SE y las 3 restantes de dirección NE-SO (Figura 11). El volumen de sedimento acumulado en la cuenca de Cendrawasih se ha calculado con el software Petrel (2013). Los horizontes que han servido para calcular el volumen (V1) han sido la disconformidad de base de la serie post-rift (Sapiee et al., 2010), que se puede seguir en toda la cuenca (Figura 5), y el fondo marino. La Transformación tiempo profundidad se ha realizado con el software Petrel usando una ecuación de segundo grado que relaciona la velocidad de las ondas con la profundidad (información confidencial, Repsol). La franja cercana a la costa y la parte onshore de la cuenca sedimentaria carecen de líneas sísmicas lo que impide realizar una estimación detallada del volumen de sedimentos post-rift. En esta área se ha estimado el volumen de depósitos post-rift interpolando los valores de espesor de sedimentos obtenidos de los perfiles sísmicos, hasta el contacto entre los sedimentos cuaternarios y las rocas metamórficas del prisma orogénico (las ofiolitas y el arco metamórfico de Derewo). La superficie extrapolada se ha realizado con una interpolación usando la herramienta Análisis Geostatístico en ArcMap, con el fin de obtener una superficie de la base de la serie post-rift la más sencilla posible. El volumen (V2) se ha calculado entre el fondo marino en el mar y la topografía en tierra, y la superficie interpolada. La estimación del volumen de sedimentos post-rift acumulado en la Bahía de Cendrawasih corresponde a la suma de estas dos estimaciones (V1 y V2).

La dinámica sedimentaria actual en la cuenca se ha estudiado a partir de la batimetría de alta resolución (25 m de ancho de píxel) del suelo marino de la bahía (fuente TGS-NOPEC Geophysical Company). En la batimetría se distinguen los canales activos y los lóbulos deposicionales actuales y canales abandonados, lo que permite deducir la ruta actual de los sedimentos marinos.

4 Resultados

4.1 *Central Range*

4.1.1 Principales rasgos geomorfológicos

La cordillera del Central Range de Irian Jaya es una cadena de montañas muy elevada con alturas medias superiores a 2000 en 30% de su superficie. Esta alta topografía está sostenida por un engrosamiento cortical asociado a un acortamiento moderado (40%) y probablemente por un adelgazamiento del manto litosférico (Cloos et al., 2005). El 10% del área de la parte Oeste del Central Range presenta una elevación media superior a 3000 m y se extiende por una franja de 25 km de ancho y 200 km de largo (Figura 7A). Esta zona interior, el Kemabu Plateau, con crestas que culminan entre 3500 m y 5000 m de altura está caracterizado por relieves suaves con pendientes medias de $13^{\circ} \pm 8$ (1σ) (Figura 7B). En esta zona se encuentran pliegues de amplitud de onda de escala kilométrica y fallas inversas, asociados a una deformación thin-skinned (Quarles van Ufford, 1996) que afectan a las series sedimentarias (Cinturón de pliegues cabalgantes) Mesozoicas (Grupo Kembelangan) y Cenozoicas (Grupo New Guinea Limestone). En el Kemabu Plateau, la dirección de escurrimiento está controlada por las pendientes locales generadas por las estructuras tectónicas que afectan la cobertura, lo que se refleja en los grandes tramos longitudinales del río Derewo y sus afluentes, paralelos a la cadena de montañas y al grano estructural (Figura 7B). En los flancos de la cordillera, el drenaje es transversal, perpendicular a las principales estructuras tectónicas. El flanco Sur presenta pendientes más elevadas que en la zona interior, $26^{\circ} \pm 10$ (1σ). Estos valores son cercanos a las pendientes críticas de estabilidad de las rocas (e.g., Montgomery et al., 1996), respaldando las altas tasas de erosión en los flancos del Central Range deducidas de los datos de termocronología (Quarles van Ufford, 1996; Weiland and Cloos, 1996; Weiland, 1999).

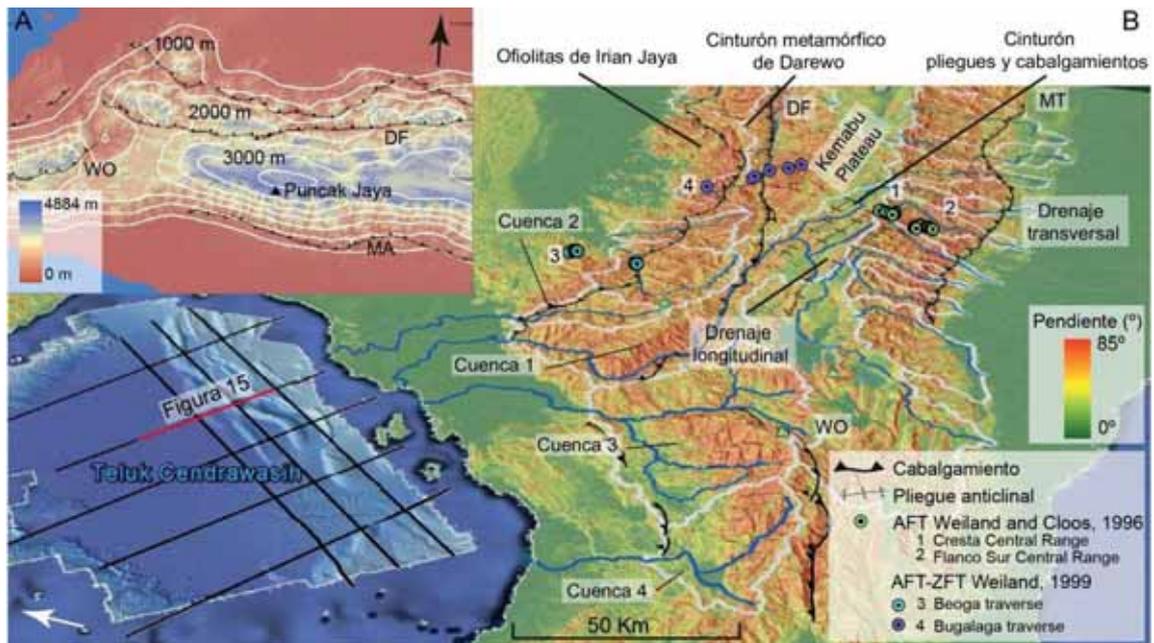


Figura 7. A) Altura media calculada a partir de una ventana móvil de 30 km de diámetro. Parte Oeste del Central Range y de la zona Este de la bahía de Cendrawasih. Se han representado las curvas de nivel de la altitud media espaciada de 500 m. Las estructuras principales son: DF Derewo Fault, MT Mapenduma Thrust, WO Weyland overthrust. B) Visualización 3D hacia el Este de la parte Oeste del Central Range y de la zona Este de la bahía de Cendrawasih. Se ha representado el mapa de pendientes locales del Central Range y la batimetría de la cuenca de Cendrawasih. Se ha representado el drenaje de la cordillera en azul. Obsérvese que las zonas más altas de la cordillera presentan relieves suaves (colores verdes), donde el drenaje es longitudinal, y los flancos están caracterizados por pendientes más fuertes (colores rojos) donde el drenaje es transversal. Se han indicado los tres dominios estructurales principales, que son de Sur a Norte: Cinturón de pliegues y cabalgamientos, Cinturón metamórfico de Derewo y las Ofiolitas. Las estructuras principales son: DF Derewo Fault, MT Mapenduma Thrust, WO Weyland overthrust.

4.1.2 Indicios geomorfológicos de la dinámica de la red de drenaje

Se ha extraído el valor del parámetro χ de la red de drenaje de seis cuencas del Central Range, cinco de ellas situadas en el flanco Sur y la sexta siendo la cuenca del río longitudinal Derewo, situado en la parte central de la cadena. La figura 8A muestra el perfil longitudinal del río principal de la cuenca definida por la desembocadura nº15925 (Figura 9) y sus afluentes siguiendo el método descrito por Mudd et al. (2014). Para la cuenca 15925 la concavidad que minimiza la dispersión en las gráficas elevación/ χ es 0.4 (Figura 8B). En este ejemplo, los valores de los parámetros utilizados son $m_{sl} = 15$ y $t_n = 130$. El mejor valor de concavidad es sensible a los parámetros m_{sl} y t_n , y el test de sensibilidad indica que la concavidad más probable para minimizar la dispersión, varía de 0.4 a 0.55, siendo la mediana (línea roja en la figura 8C) 0.45 con 12 valores distintos para los parámetros m_{sl} y t_n (Figura 8C). También se

muestra la sensibilidad de los test de linearización para el río principal y sus afluentes principales (Figura 8C). Un análisis estadístico de todos los test de colinearidad y de linearización de los canales principales de las 6 cuencas de drenaje analizadas indica que la concavidad más probable está muy mal definida con un rango de valores de 0.2 a 0.9 y una mediana de 0.45 (Figura 8D).

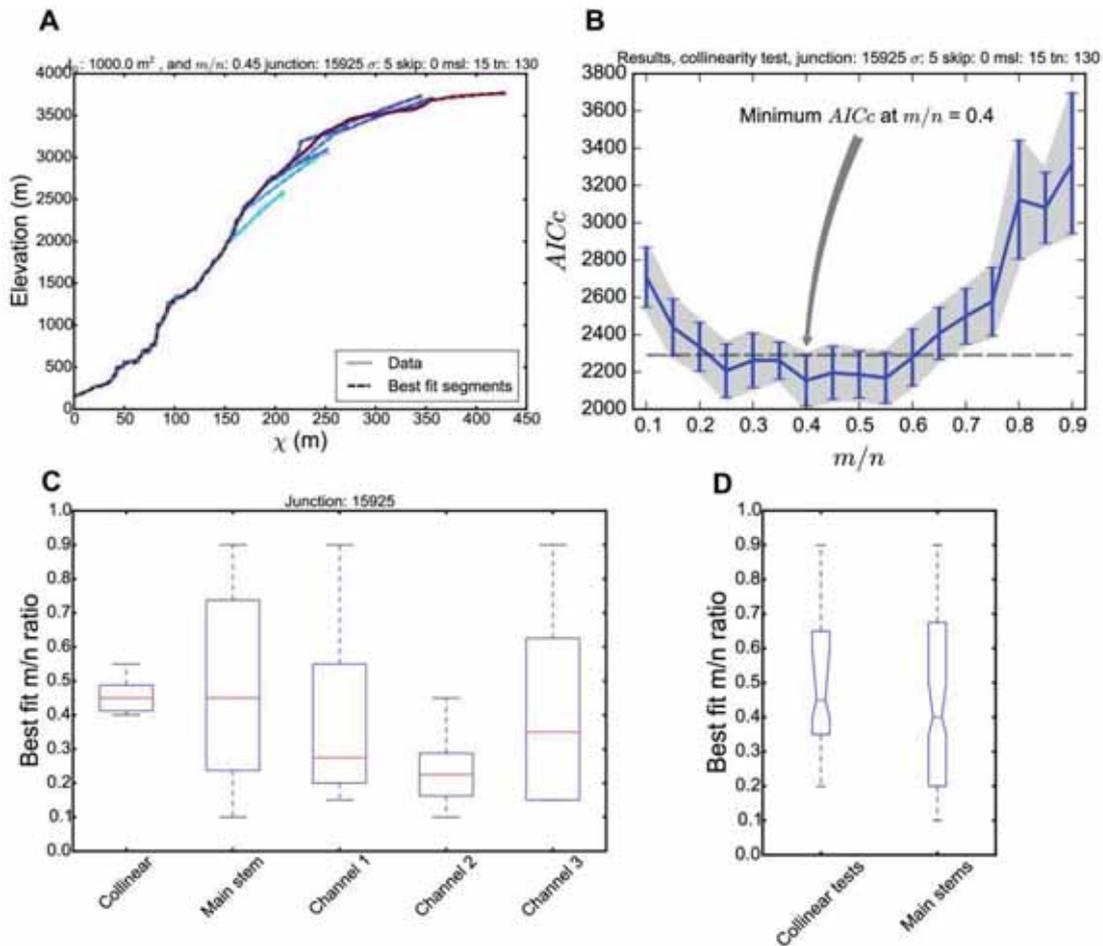


Figura 8. A) Perfil longitudinal del río principal de la cuenca 15925 y sus afluentes principales. B) Concavidad que minimiza la dispersión en las gráficas elevación/ χ , para la cuenca 15925. C) Test de sensibilidad indicando que la concavidad más probable, de la cuenca 15925, para minimizar la dispersión. La concavidad varía de 0.4 a 0.55, la mediana (línea roja) es 0.45. También se muestra la sensibilidad de los test de linearización para el río principal y sus afluentes principales. D) Análisis estadístico de todos los test de colinearidad y de linearización de los canales principales, de las seis cuencas de drenaje analizadas, mostrando un valor de concavidad medio de 0.45.

En la figura 9 puede observarse que los valores del parámetro χ (calculados con una concavidad de 0.45) de los afluentes del río Derewo y situados en la zona central están comprendidos entre 420 y 730, y que los ríos situados al Sur, al otro lado de la divisoria de aguas, presentan valores más bajos, entre 280 y 420, sugiriendo que la red de drenaje no está en equilibrio (Willet et al., 2014). El estudio de los perfiles longitudinales de los ríos pone en

evidencia la presencia de knickpoints en las partes altas de la mayoría de los ríos del flanco Sur (los perfiles de los ríos se han adjuntado en Anexos). Estas partes altas están caracterizadas por pendientes suaves. Los cortes geológicos indican que no existen estructuras tectónicas que puedan explicar la presencia de estos knickpoints, que tampoco coinciden con cambios de litología. Sin embargo, la presencia de los tramos altos con poca pendiente, separados de las pendientes altas del accidentado flanco Sur por knickpoints, se puede explicar por el proceso de migración de la divisoria de aguas y de capturas mencionado arriba. Estos tramos altos con poca pendiente podrían haber pertenecido anteriormente a la meseta y haber sido integrados recientemente a la red del flanco Sur. En tal caso, los knickpoints se propagan aguas arriba, lo que implica que los tramos con pendientes suaves en las partes altas representan un estado transitorio y que desaparecerán con la migración de los knickpoints hacia arriba.

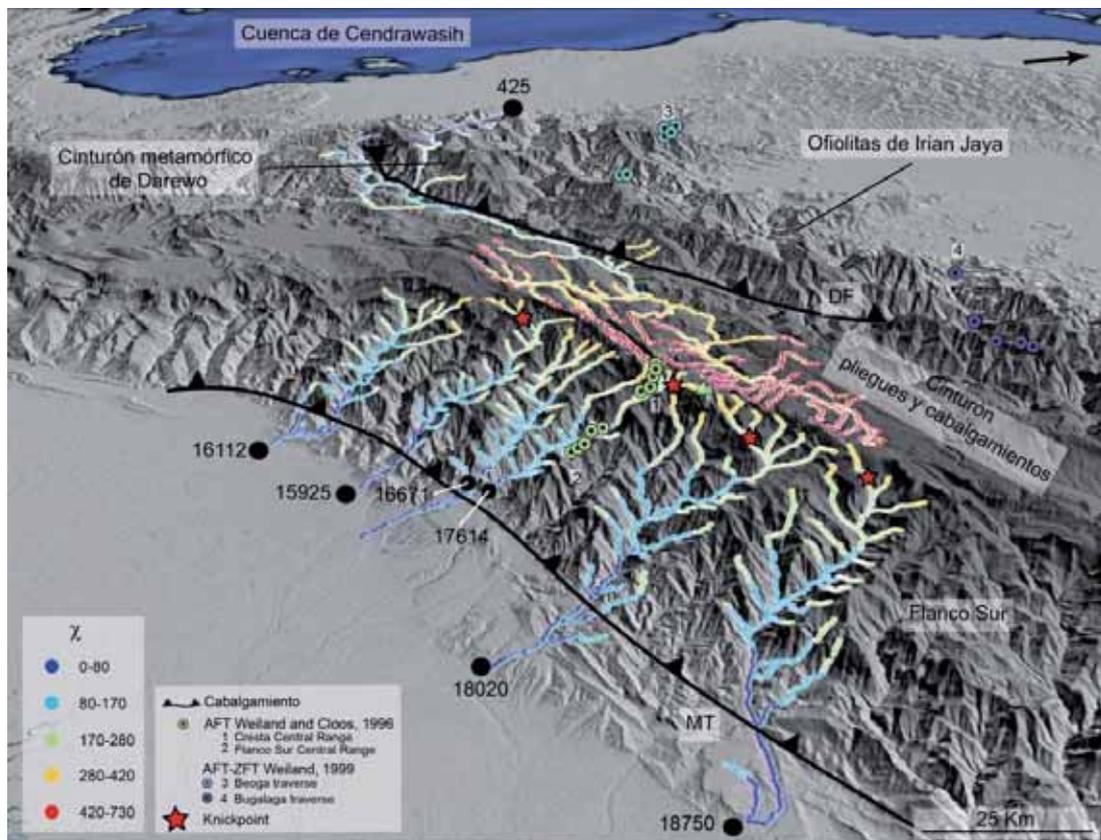


Figura 9. Visualización 3D del Central Range. Se ha superimpuesto los ríos principales con los valores del parámetro Chi. Nótese la diferencia entre los valores de los tramos longitudinales en la parte central de la cadena (colores rojos) y de los tramos transversales localizados en el flanco Sur (colores amarillos). Las estrellas rojas muestran la localización los knickpoints situados en las partes altas de los tramos transversales.

Se puede cuantificar la velocidad media del retroceso de la divisoria de aguas que comparte el rio Derewo con el flanco sur utilizando los valores de erosión publicados por Weiland and Cloos (1996). La erosión diferencial entre el flanco sur y la meseta del Kemabu es $\Delta E > 1$ mm/a. Considerando que la pendiente de estabilidad en zonas con tasas de erosión altas es $\theta =$

30° (ej., Montgomery et al. 1996) se puede calcular una velocidad de migración, C_m , de la divisoria de aguas entre los dos dominios geomorfológicos (Figura 10 y figura 11).

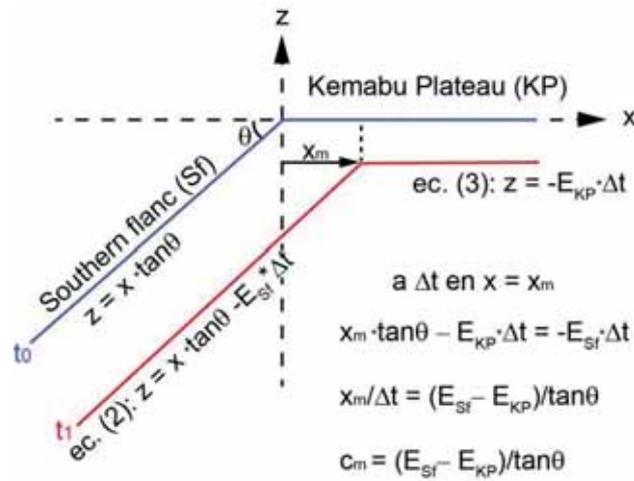


Figura 10. Esquema de como se ha calculado la velocidad de migración de la divisoria de aguas entre el flanco Sur y la meseta de Kemabu, a partir del diferencial de erosión

La variación de la altura en el flanco sur se puede escribir en una dimensión como:

$$z_{Southern\ Flanc}(x, t) = x \tan \theta - E_{Southern\ Flanc} dt \quad \text{Ec. (2)}$$

En el Kemabu plateau el cambio de altura por erosión es:

$$z_{plateau}(x, t) = -E_{plateau} dt \quad \text{Ec. (3)}$$

La velocidad de migración de la divisoria se obtiene resolviendo la igualdad entre las dos ecuaciones de arriba (Ec. 2 and Ec. 3) donde $x = x_m$:

$$C_m = \frac{dx_m}{dt} = \frac{\Delta E}{\tan \theta} \quad \text{Ec. (4)}$$

donde ΔE es la erosión diferencial entre el flanco sur y el Kemabu Plateau. Se obtiene una velocidad de migración de la divisoria de aguas >1.7 mm/a hacia norte.

4.1.3 Volumen erosionado en el Central Range

Se ha calculado el volumen erosionado en la parte alta del río Derewo, (Cuenca 1, Figura 7) considerando una tasa de erosión <0.7 km/Ma desde 12 Ma y 5 Ma. Aplicando la ecuación 1,

los volúmenes erosionados en la parte alta del río Derewo para 12 Ma y 5 Ma es $<16 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$ y $<7 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$ respectivamente. El estudio geomorfológico muestra sin embargo que la divisoria de aguas sur de la cuenca del río Derewo migra hacia el norte por expansión de las cuencas del flanco sur, implicando una integración progresiva de la red de drenaje longitudinal de la meseta a la red de drenaje transversal del flanco sur. La erosión rápida en el flanco sur ha empezado hace 5-6 Ma (Weiland and Cloos, 1996), lo que implica una migración de la divisoria de agua $>8-10 \text{ km}$ durante los últimos 5-6 Ma. La longitud de la divisoria de aguas que comparten el alto Derewo y el flanco sur es $L=60 \text{ km}$, lo que implica una pérdida de área de $480-600 \text{ km}^2$ en 5-6 Ma. El volumen erosionado que ha perdido la cuenca del río Derewo por migración de la divisoria de aguas, $V_{pm}(t)$, es:

$$V_{pm}(t) = A(t) \cdot z(t) \tag{5}$$

donde t es el tiempo y $A(t)$ corresponde al área perdida por la migración de la divisoria $x_m(t)$ que es $A(t) = -Lx_m(t)$, con $x_m(t) = C_m \times t$, y $z(t)$ es el nivel de erosión en la cuenca del río Derewo con $z(t) = E_{plateau} \times t$ (Figura 11). Entonces,

$$V_{pm}(t) = -LC_m E_{plateau} t^2 \tag{6}$$

Si se integra (6) en función del tiempo, el volumen erosionado perdido por la migración de la divisoria de aguas es:

$$\int_0^t V_{pm}(t) dt = -LC_m E_{plateau} \frac{t^3}{3} \tag{7}$$

Si se considera que la divisoria empezó a migrar hace 5 Ma o 6 Ma, cuando empezó a erosionarse rápidamente el flanco sur, V_{pm} es $\sim 4 \pm 1 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Estos valores representan un 20-60% del volumen erosionado calculado anteriormente para la parte alta de este río ($V=16-7 \cdot 10^3 \text{ km}^3$) considerando un área constante. Aplicando esta corrección, los volúmenes erosionados en la parte alta del río Derewo para 12 Ma y 5 Ma es $<20 \pm 1 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$ y $<11 \pm 1 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$, respectivamente.

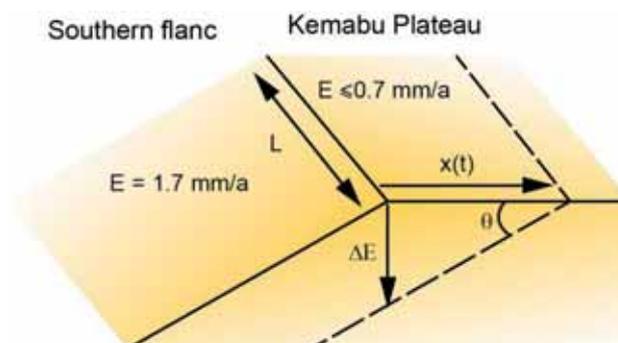


Figura 11. Esquema simplificado del efecto de la erosión diferencial entre el flanco sur y el plateau en el Central Range.

Para la parte baja de la cuenca de drenaje del río Derewo (Cuenca 1) se han utilizado, además de las dos edades posibles de relleno de la cuenca de Cendrawasih, las tasas de erosión derivadas de las dos secciones situadas en el Cinturón metamórfico de Derewo (transecta Beoga y transecta Bugalaga). Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Beoga los volúmenes erosionados en la parte baja de la Cuenca 1 son $\sim 40.10^3 \text{ Km}^3$ tanto desde los últimos 12 Ma como desde 5 Ma. Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Bugalaga, los volúmenes erosionados en la parte baja de la cuenca 1 son 29.10^3 Km^3 y 19.10^3 Km^3 desde 12 Ma y 5 Ma, respectivamente. De manera que los volúmenes erosionados en el conjunto de la Cuenca 1, teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Beoga, son 56.10^3 Km^3 y 46.10^3 Km^3 desde 12 Ma y 5 Ma, respectivamente (Figura 12). Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Bugalaga, los volúmenes erosionados en el conjunto de la Cuenca 1 son 45.10^3 Km^3 y 26.10^3 Km^3 desde 12 Ma y 5 Ma respectivamente (Figura 12).

Al Norte y al Suroeste de la cuenca de drenaje del río Derewo se encuentran tres cuencas de drenaje de gran tamaño que también alimentan de sus productos de erosión la bahía de Cendrawasih (Figura 7). La cuenca situada al Norte del río Derewo (Cuenca 2) está localizada sobre el cinturón metamórfico de Derewo igual que la parte baja de la cuenca del río Derewo (Figura 13). Se han utilizado las tasas de erosión obtenidas a partir de los datos de enfriamiento para la transecta Beoga y la transecta Bugalaga (Weiland, 1999) como en la parte baja de la cuenca del río Derewo. Aplicando la ecuación 1, los volúmenes erosionados en la cuenca situada al Norte del río Derewo (Cuenca 2), teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Beoga, son 16.10^3 Km^3 y 15.10^3 Km^3 para los últimos 12 Ma y 5 Ma, respectivamente. Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Bugalaga, los volúmenes erosionados son 21.10^3 Km^3 y 12.10^3 Km^3 para 12 Ma y 5 Ma, respectivamente (Figura 12).

Como en la cuenca del río Derewo, la cuenca situada al Sur (Cuenca 3) drena las dos unidades estructurales, el cinturón metamórfico de Derewo en su parte NO y el cinturón plegado cabalgante en su parte SE (Figura 13). No existen datos de erosión en esta cuenca de drenaje. En consecuencia, se han utilizado, en primera aproximación, las mismas tasas de erosión para el cinturón metamórfico de Derewo y el Cinturón plegado que en la cuenca del río Derewo (Cuenca 1). Aplicando la ecuación 1, los volúmenes erosionados en la cuenca situada al Sur del río Derewo (Cuenca 3), teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Beoga, son 56.10^3 Km^3 y 41.10^3 Km^3 para 12 Ma y 5 Ma, respectivamente. Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Bugalaga, los volúmenes erosionados son 48.10^3 Km^3 y 26.10^3 Km^3 para 12 Ma y 5 Ma, respectivamente (Figura 12).

La cuenca situada más al Oeste (Cuenca 4) drena el cinturón metamórfico de Derewo (Figura 13). No existen tampoco datos de erosión en esta cuenca de drenaje. En consecuencia, se han utilizado en primera aproximación las mismas tasas de erosión para el cinturón metamórfico de Derewo que en la cuenca del río Derewo (Cuenca 1). Aplicando la ecuación 1, los volúmenes erosionados en la cuenca situada más al Oeste del río Derewo (Cuenca 4), teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Beoga, son 28.10^3 Km^3 y 23.10^3 Km^3 para 12 Ma y 5 Ma, respectivamente. Teniendo en cuenta las tasas de erosión de la transecta Bugalaga, los volúmenes erosionados son 13.10^3 Km^3 y 8.10^3 Km^3 para 12 Ma y 5 Ma, respectivamente (Figura 12).

Considerando las tasas de erosión publicadas por Weiland and Cloos (1996) y Weiland (1999), la extensión en superficie de las láminas cabalgantes y que solo el tamaño de la cuenca de drenaje 1 ha variado en los últimos 12 Ma o 5 Ma, los volúmenes totales erosionados en las cuencas que drenan el Central Range, y que desembocan en la bahía de Cendrawasih son $<160.10^3 \text{ Km}^3$ y $<129.10^3 \text{ Km}^3$ para los últimos 12 Ma y 5 Ma, respectivamente, basándose en las tasas de erosión derivadas de la transecta Beoga y $<136.10^3 \text{ Km}^3$ y $<76.10^3 \text{ Km}^3$ para los últimos 12 Ma y 5 Ma, respectivamente, utilizando las tasas de erosión obtenidas en la transecta Bugalaga (Figura 12).

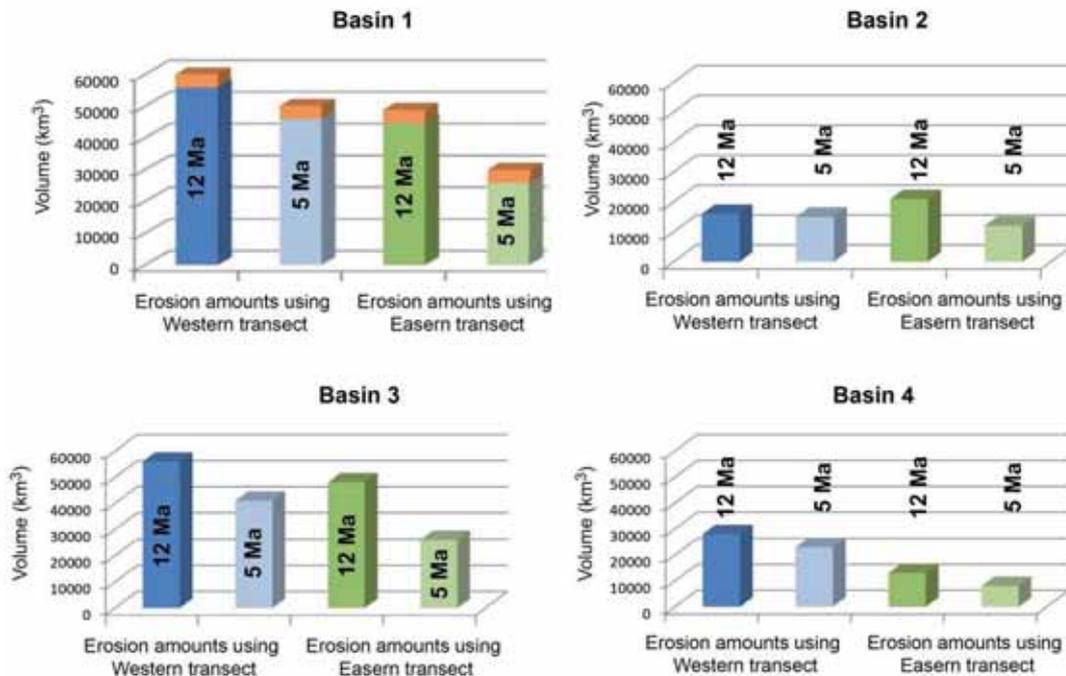


Figura 12. Volúmenes erosionados en cada una de las cuencas principales que drenan hacia la bahía de Cendrawasih. Nótese el volumen añadido en la cuenca 1, en naranja, que representa el volumen perdido por la migración hacia el Norte de la divisoria de aguas.

4.1.4 Litologías procedentes del Central Range que alimentan la bahía de Cendrawasih

A partir de los volúmenes erosionados estimados y las extensiones de cada litología en cada cuenca de drenaje, se ha estimado la composición de los sedimentos clásticos que han rellenado la cuenca de Cendrawasih. En lo siguiente se dan las proporciones de cada litología erosionada calculadas para los últimos 12 Ma seguido de las proporciones calculadas sobre el periodo de erosión de 5 Ma.

El río Derewo (Cuenca 1) alimenta la cuenca de Cendrawasih con un 71-73% de metapelitas (filitas negras gráficas y pizarras) del arco metamórfico de Derewo, un 19-15% de calizas del grupo “New Guinea Limestone”, un 10-6% de areniscas pertenecientes al Grupo Kembelangan (Jurásico-Cretácico) (Figura 13). La extensión de rocas del cinturón metamórfico de Derewo domina en la cuenca situada al Norte del río Derewo (Cuenca 2). Por lo tanto, el volumen erosionado está compuesto mayoritariamente de metapelitas, 89-90% y en menor proporción ofiolitas, 11-10% en la cuenca 2. La cuenca situada al sur del río Derewo (Cuenca 3) suministra sedimentos clásticos derivados de un 39-42% de dioritas, 30-33% de metapelitas, 17-10% de areniscas, 7-6% de ofiolitas y 5% de basaltos. La cuenca situada más al oeste (Cuenca 4) suministra sedimentos clásticos derivados de un 59-60% de dioritas, 28-34% de metapelitas y 10-5% de basaltos.

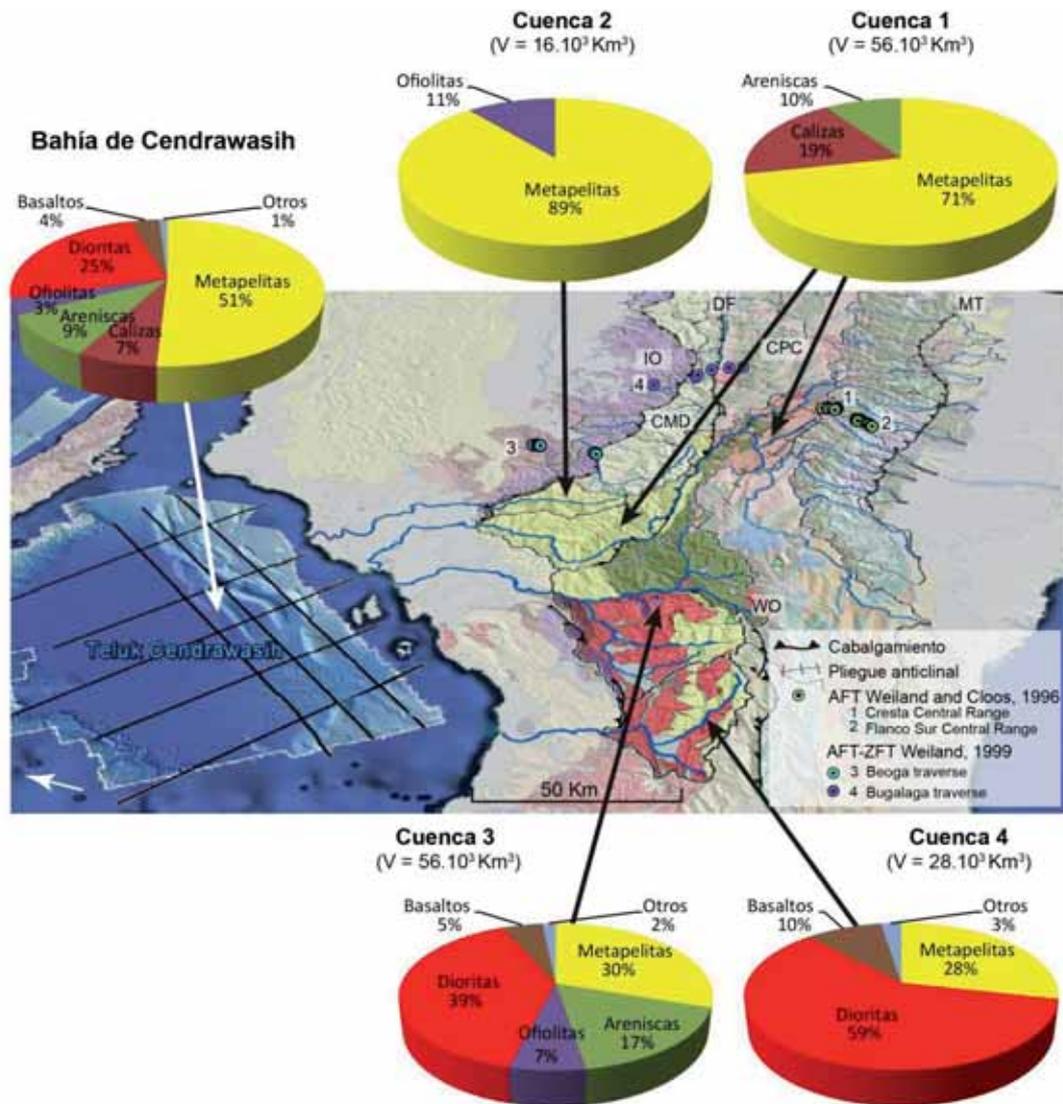


Figura 13. Visualización 3D de la parte Oeste del Central Range y de la zona Este de la bahía de Cendrawasih. Superpuesto puede observarse el mapa geológico, la red de drenaje y parte de la batimetría de la bahía de Cendrawasih. Se han resaltado las cuatro cuencas principales que alimentan la cuenca de Cendrawasih y los volúmenes de sedimentos que han aportado desde 12Ma, así como los porcentajes de litología. Se han indicado los tres dominios estructurales principales, que son de Sur a Norte: Cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC), Cinturón metamórfico de Derewo (CMD) y las Ofiolitas (IO). Las estructuras principales son: DF Derewo Fault, MT Mapenduma Thrust, WO Weyland overthrust.

Estos resultados sugieren que los sedimentos clásticos procedentes del Central Range y que han alimentado la bahía de Cendrawasih durante los últimos 12-5 Ma son mayoritariamente metapelitas (51-58%, filitas negras grafiticas y pizarras con materia orgánica), dioritas (25%), areniscas (9-5%) y calizas (7-5%). Solo el 7-6% correspondería a rocas básicas (ofiolitas, 3-4% y basaltos, 4-2%).

4.2 Bahía de Cendrawasih

4.2.1 Batimetría

La característica principal de la cuenca de Cendrawasih es la presencia del cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino situado a lo largo del límite sureste de la región cubierta por las imágenes sísmicas, denominado cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah “Waipogah fold and thrust belt” (Sapiie 2010). Sus dimensiones son ~120 Km de largo y ~40 Km de ancho, las crestas miden unos 20-30 km de largo por ~5 km de ancho y 200-300 m de alto (Figura 14A). La zona proximal del prisma (plataforma) está a -600 m de profundidad y la parte externa a -1600 m, resultando en un desnivel de 1000 metros y una pendiente media de ~1.4°. Se observa una asimetría morfológica que permite diferenciar la parte norte de la parte sur. La parte norte del prisma presenta más crestas orientadas NE-SO que la parte sur. Son la expresión en superficie de estructuras compresivas (pliegues y cabalgamientos) que se observan en las imágenes sísmicas (Sapiie et al., 2010), sugiriendo que en la parte norte ha habido más acortamiento y que las estructuras del norte del prisma no se propagan hacia el Sur. Estas estructuras solo se observan en la parte externa del prisma sedimentario, no aparecen, en el mapa geológico (informe de TTI, Charpentier et al., 2010), en la parte alta emergida del margen (plataforma).

En la parte sur, que presenta menos estructuras compresivas, dos canales submarinos anchos (2-3 km), poco profundos (60 m) (Figura 14B) siguen la línea de máxima pendiente del prisma desde la plataforma hasta la parte profunda de la bahía en la parte externa del prisma. Los sedimentos que estos dos canales transportan se depositan al pie del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah en forma de lóbulos submarinos extensos e interdigitados. La cartografía de estos lóbulos a partir de la batimetría se ha basado en su morfología de abanico, i.e., convexo hacia arriba. La parte alta del canal más al Sur (ilustrado en la figura 14B), y que alimenta el abanico profundo más al Sur de la Bahía, coincide con la desembocadura del río que drena la cuenca 4 y que ha transportado $<28-20.10^3 \text{ Km}^3$ de sedimentos clásticos durante los últimos 12-5 Ma, procedentes principalmente de dioritas (~59-60%), de metapelitas (~28-34%) y de basaltos (10-5%). El abanico profundo situado justo al Norte está alimentado por las cuencas de drenaje 1 y 3. Estas dos cuencas de drenaje son las principales fuentes de los flujos sedimentarios que han alimentado la bahía de Cendrawasih durante los últimos 12-5 Ma, con un volumen de $\sim 112-90.10^3 \text{ Km}^3$ compuesto por ~51-58% de metapelitas, ~25-26% de dioritas, ~9-5% de areniscas y ~7-4% de calizas.

En la parte norte se diferencian canales submarinos de menor anchura. Los canales activos rodean las crestas de las estructuras compresivas que afectan el prisma sedimentario (Figura 14C) y localmente se observan canales abandonados sobre las crestas de las estructuras

compresivas (Figura 14D). La organización de la red de drenaje submarina indica que el relleno sedimentario reciente está controlado por el crecimiento de las estructuras tectónicas que desvían los flujos de la misma manera que ocurre en los experimentos presentados en el Capítulo 1, pero debajo del agua. Actualmente, el canal submarino activo coincide en tierra con la desembocadura del río que drena la cuenca 2 que ha alimentado la bahía de Cendrawasih durante los últimos 12-5 Ma, con un volumen de $\sim 16-14.10^3 \text{ Km}^3$ compuesto a $\sim 90 \%$ por fuentes de metapelitas y $\sim 10 \%$ de ofiolitas.

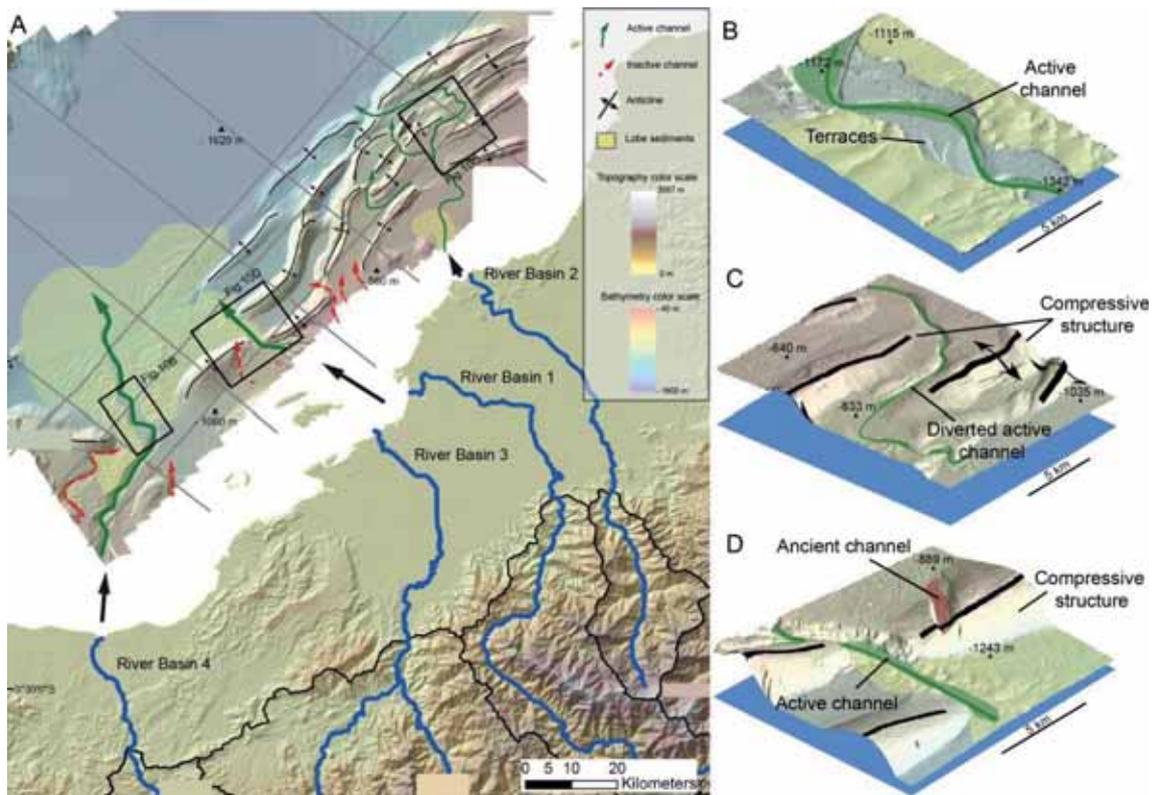


Figura 14. A) Mapa de la batimetría de la parte Este de la bahía de Cendrawasih (zona del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah) y modelo numérico de terreno de la topografía de la parte Oeste del Central Range. Se han representado en verde los canales submarinos activos, en rojo los canales submarinos antiguos, en amarillo los lóbulos deposicionales. Las líneas grises marcan la localización de los perfiles sísmicos disponibles en este trabajo. B) Vista 3D en detalle de la batimetría donde se observa un canal situado al Sur de la bahía. Se pueden observar las terrazas formadas por la incisión del canal. C) Vista 3D en detalle de la batimetría donde se observa un canal desviado por una estructura compresiva. D) Vista 3D en detalle de la batimetría donde se observa una incisión de un canal en la cresta de una estructura compresiva, indicando que el canal ha sido desviado.

4.2.2 Volumen sedimentado en la cuenca de Cendrawasih

En las líneas sísmicas se distinguen dos secciones principales. Una sección inferior y otra superior (Figura 15). La sección inferior está caracterizada por reflectores caóticos y de poca

continuidad lateral en la mayor parte de las líneas sísmicas que se ha interpretado, lo cual resulta de desplazamientos sobre fallas normales. Las dos secciones están separadas por una discordancia mayor. Los reflectores de la sección superior con gran continuidad lateral y sub-paralelos a esta discordancia, están en relación de on-lapping hacia el NO con el material de la sección inferior. Sapiie et al. (2010) identifican esta discordancia como una discontinuidad post-rift. Este patrón se observa en todas de las líneas sísmicas.

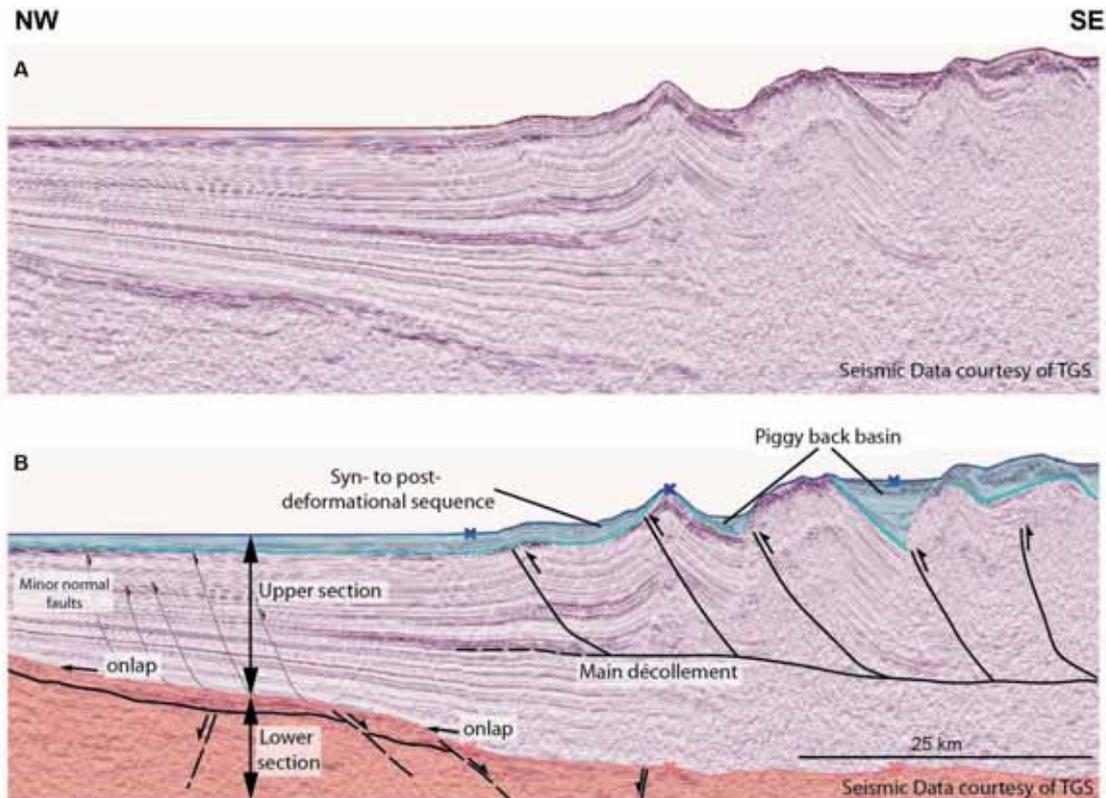


Figura 15. Vista parcial (100 km) de la línea CE08-61 orientada de Nord-Oeste a Sur-Este sin interpretar (A) e interpretada (B).

En la parte Oeste, los materiales de la unidad superior están levemente afectados por fallas normales menores que buzcan hacia el SE de la cuenca. Estas fallas normales afectan a los materiales inferiores y medios de la sección superior y quedan selladas por los materiales más recientes del relleno. En el límite sudeste de la cuenca de Cendrawasih se observa el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah puesto en evidencia por Sapiie et al. (2010). Sin embargo, el análisis de las imágenes sísmicas revela que el nivel de despeque de los cabalgamientos no está localizado donde la discordancia principal como lo proponen Sapiie et al. (2010), es ~ 2000 ms (TWT) más somero que la discordancia post-rift. Entre cabalgamientos se observan cuerpos de sedimentos syn-tectónicos (cuenas piggy back) que se diferencian del

material subyacente por acuñarse hacia los flancos de los pliegues (Figura 15). Como se observa en la batimetría (Figura 14), las imágenes sísmicas revelan que el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah presenta en la parte norte más estructuras compresivas (Datos suplementarios, sección 7.2).

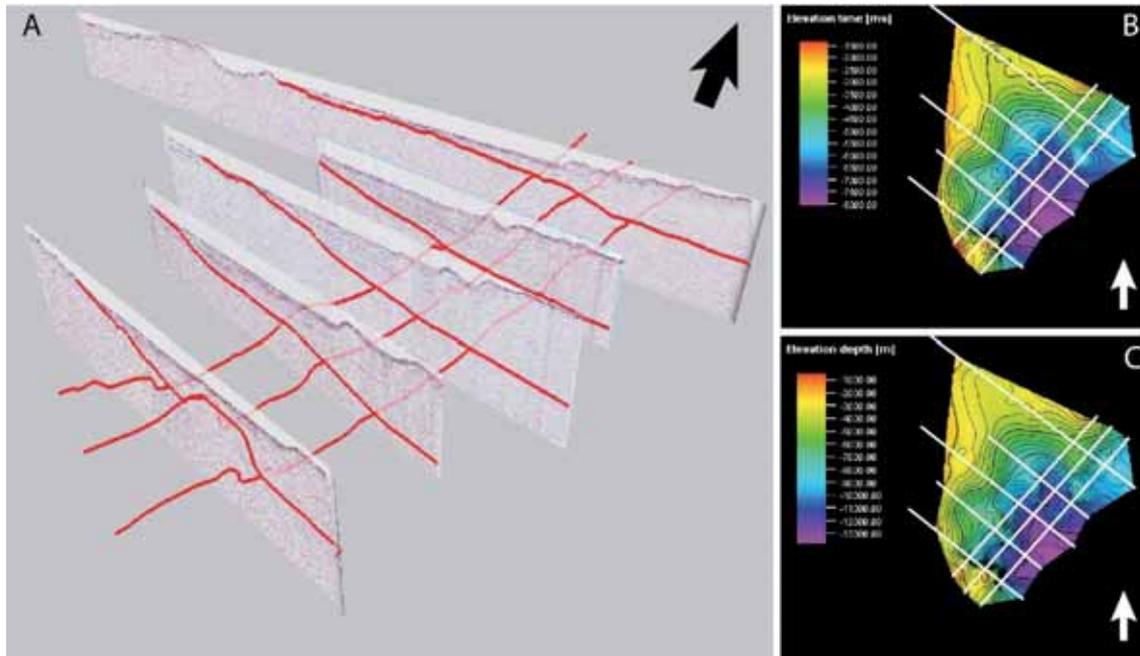


Figura 16. (A) Visualización 3D de las líneas interpretadas donde se observa discontinuidad basal interpretada en rojo. Mapas de profundidad de la del base mioceno superior con las unidades en milisegundos, TWT, (B) y en metros (C).

La discontinuidad que separa las dos secciones se profundiza hacia el Este de manera que el relleno sedimentario que forma la unidad superior es más potente al Este y se va acuñando hacia el Oeste (Figura 16). El depocentro de la cuenca se localiza en la parte Sureste de esta, donde el espesor máximo estimado a partir de las líneas sísmicas transformadas a profundidad es ~ 14 km (Figura 17). El volumen del relleno sedimentario en el área cubierto por las imágenes sísmicas es $\sim 70 \cdot 10^3$ Km³. Onshore, la cuenca sedimentaria está limitada por los afloramientos del cinturón metamórfico de Derewo y las ofiolitas. El volumen sedimentario localizado fuera del área cubierto por las líneas sísmicas, al Sureste, se ha estimado extrapolando los valores de espesor de sedimento del borde este de las líneas sísmicas hasta valores nulos de espesor en el contacto con los terrenos metamórficos y las ofiolitas (Figura 18). El volumen estimado por esta interpolación es $\sim 33 \cdot 10^3$ Km³.

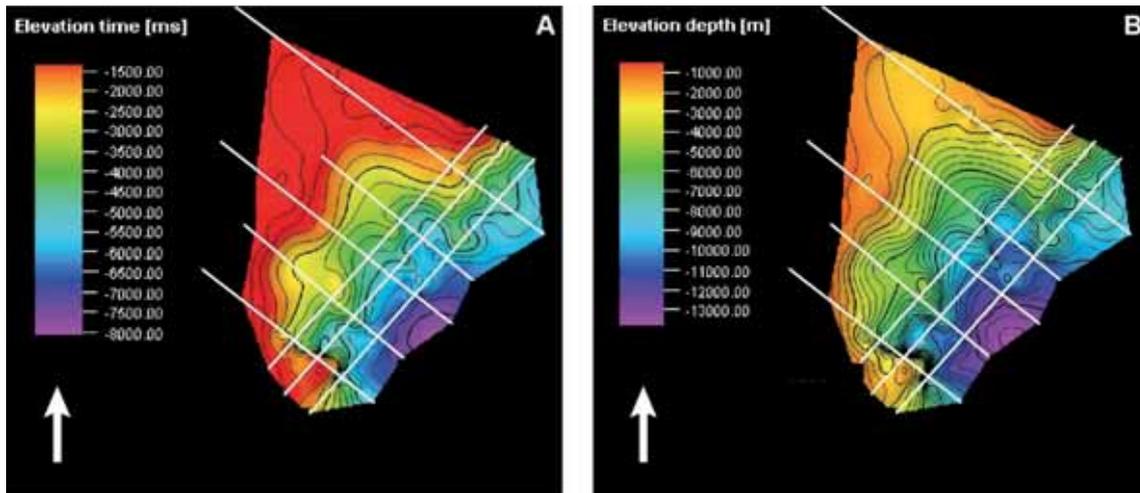


Figura 17. Mapas de isopacas, tomando la discordancia mayor post-rift como base y el fondo marino como techo, extraído a partir de la interpretación de las líneas sísmicas, con las unidades en milisegundos, TWT, (A) y en metros (B).

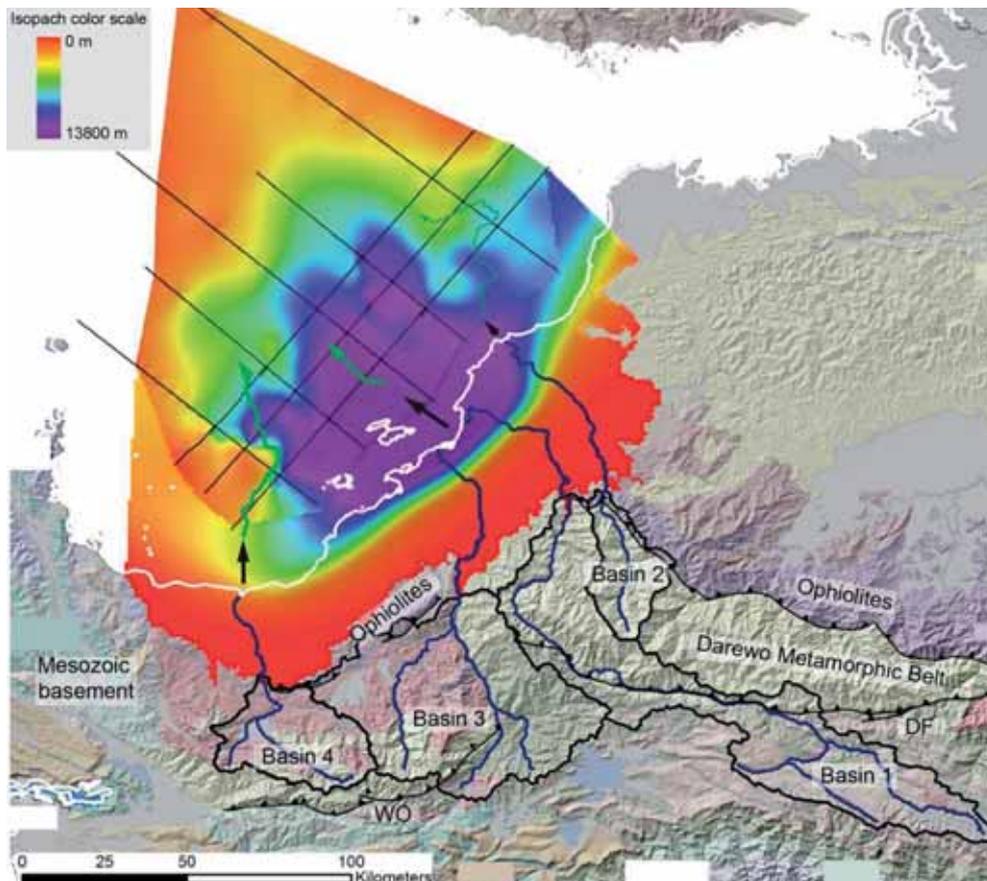


Figura 18. Mapa del sistema orógeno-cuenca estudiado con el mapa geológico de la zona superpuesto. Se observan las cuencas de las cuales se ha extraído el volumen erosionado a partir de las tasas de erosión y el mapa de espesor de relleno sedimentario (a partir del espesor de la zona cubierta por sísmica y el espesor extrapolado) de donde se ha extraído el volumen sedimentado en la cuenca de Cendrawasih.

La suma del volumen sedimentado derivado de la interpretación de las líneas sísmicas y de la interpolación es $\sim 103.10^3 \text{ Km}^3$, resultando en una tasa de sedimentación media de 0.4 mm/a

considerando una edad de 12 Ma para la base de la sección superior y una tasa de 0.9 mm/a considerando una edad de 5 Ma (Plio-Cuaternaria) como lo proponen Sapiie et al. (2010). En la zona del depocentro de la cuenca, donde el espesor de sedimentos alcanza ~14 km, la tasa media estimada es de 1.2 mm/a o 2.8 mm/a asumiendo que el relleno empezó a 12 Ma o 5 Ma, respectivamente.

5 Discusión

5.1 Evolución tectono-morfológica de los Central Range.

Se ha mostrado que en el Kemabu Plateau, la red de drenaje está dominada por tramos longitudinales, paralelos a la cadena de montañas y al grano estructural y que están controlados como en los experimentos (Capítulo 1) por las pendientes locales generadas por los pliegues y cabalgamientos que afectan la cobertura. Sin embargo no se sabe desde cuando existe esta red de drenaje. Al Oeste del Central Range y al Sur de la cuenca de Cendrawasih se localiza el cinturón plegado y cabalgante de Lengguru. Está caracterizado por una deformación “thin-skinned” (Figura 19), los cabalgamientos se enraízan a un nivel de despegue situado a 5-7 Km de profundidad. El acortamiento estimado es de 16 -21 km sobre 70 km, es decir, un 23-29% (Kendrick et al., 2003). El inicio de la deformación de este cinturón plegado y cabalgante está datada del Mioceno superior-Plioceno, a partir de sedimentos syn-tectónicos de las cuencas “piggy-back” situadas en su interior (Bailly et al., 2009). Las formaciones que afloran en el cinturón plegado y cabalgante son las calizas del Grupo New Guinea, como en las partes altas del Central Range. Como ahí, la red de drenaje del cinturón plegado y cabalgante de Lengguru está dominada por ríos longitudinales, es decir, ríos paralelos a las estructuras compresivas. Este drenaje longitudinal probablemente data del inicio de la deformación, como se observa en la modelización experimental, donde el desvío del flujo de agua sucede en los primeros estadios de la emergencia de una unidad cabalgante. Actualmente y desde hace probablemente 3 Ma (Pubellier and Ego, 2002), la compresión ha cesado debido a la actividad de la falla “strike-slip” de Tarera (localizada en la figura 2), que generó un contexto extensivo evidenciado por las fallas normales que afectan a los pliegues y cabalgamientos preexistentes (Figura 19). Como consecuencia el drenaje longitudinal del cinturón plegado y cabalgante de Lengguru debe ser una red de drenaje antigua, que se inició probablemente en el Mioceno superior y antes del Plioceno.

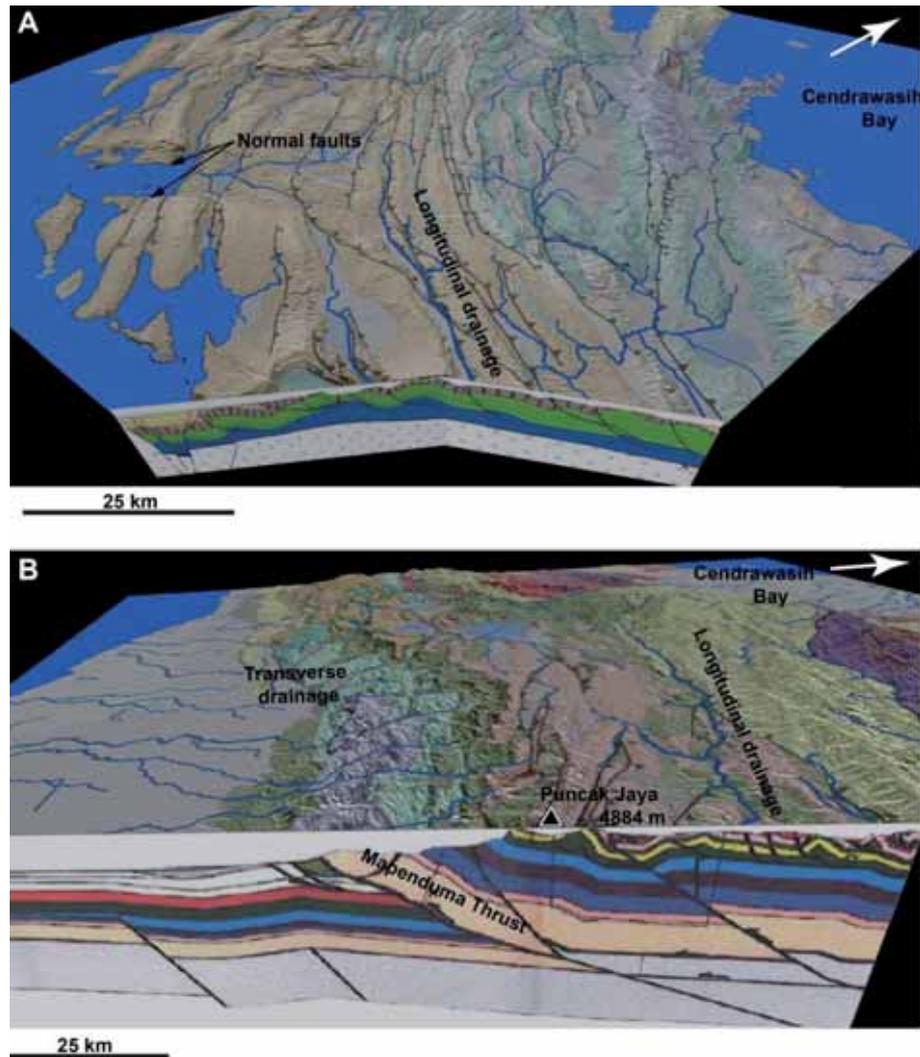


Figura 19. (A) Vista 3D del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Lengguru, superpuesto se observa el mapa geológico, la red de drenaje y las principales estructuras. El corte geológico que aparece en la figura ha sido extraído de Bailly et al, 2009. (B) Vista 3D del Central Range, superpuesto se observa el mapa geológico, la red de drenaje y las principales estructuras. El corte geológico que aparece en la figura ha sido extraído de Kendrick et al, 2000.

Como en el cinturón plegado y cabalgante de Lengguru, el drenaje longitudinal presente en las zonas centrales y más elevadas del Central Range debió haberse formado durante los primeros estadios de la deformación, es decir, hace unos 12 Ma. Este drenaje longitudinal se encuentra actualmente en la zona más alta de la cordillera y ha sido probablemente levantado por una combinación entre el engrosamiento cortical asociado al acortamiento, y el remplazo de manto litosférico por manto astenosférico menos denso asociado al desgarro del “slab” (Cloos et al., 2005) que provocaron un aumento de la topografía del Central Range. En la figura 10 se muestra que los valores del parámetro χ , en ambos lados de la divisoria de aguas que separa los tramos longitudinales de la parte central de los tramos transversales del flanco Sur, tiene valores

más altos en la meseta, indicando un desequilibrio de la red de drenaje y una migración hacia el Norte de la divisoria de aguas principal por capturas (Willet et al., 2014). El diferencial de erosión entre la meseta de Kemabu y el flanco sur (Weiland and Cloos, 1996) indica también que la divisoria de aguas migra hacia el Norte. Por consiguiente, los ríos longitudinales, paralelos a los cabalgamientos del prisma de acreción que se iniciaron hace ~12 Ma y situados en la parte central de la cordillera están siendo capturados por los ríos transversales que drenan el flanco Sur. Estos ríos transversales se formaron cuando los flancos del Central Range empezaron a tener pendientes fuertes, es decir, que datarían del inicio de la deformación “thick-skinned” (5-6 Ma) asociada a la actividad sobre el cabalgamiento de Mapenduma (Figura 19B) pero también a la delaminación del manto litosférico que ocurrió hace ~8 Ma, puesto que parte de la topografía está sostenida por su remplazamiento por manto astenosférico.

Trabajos recientes en el Alto Atlas marroquí y la Cordillera Oriental de Colombia (Babault et al., 2012; Babault et al., 2013) muestran que durante la construcción de un orógeno la red de drenaje evoluciona, desde un estado precoz caracterizado por una organización de la red fluvial dominada por ríos longitudinales controlados por las estructuras, a un estado dominado por un drenaje transversal. Argumentan que el aumento progresivo de la pendiente regional por engrosamiento de la corteza realza el poder erosivo de los ríos transversales lo que resulta en una expansión de las áreas de drenaje de los ríos transversales por migración de la divisoria de aguas y capturas hacia al interior del orógeno. Finalmente, la erosión diferencial se ve también realizada por el aumento de las áreas de drenaje en los flancos que contribuye a aumentar el poder erosivo de los ríos transversales. Se ha mostrado que el Central Range también presenta una dinámica de red de drenaje como la descrita en estos trabajos y que la divisoria de aguas del flanco Sur migra hacia el Norte a una velocidad media >1.7 mm/a, capturando tramos longitudinales del interior del Central Range. Como en el Alto Atlas marroquí y la Cordillera Oriental de Colombia, la red de drenaje del Central Range está en un estado transitorio que conducirá a la formación de un drenaje dominado por ríos transversales. Los experimentos presentados en el capítulo 2 apoyan esta interpretación así como la preservación de una red dominada por ríos longitudinales en la región del Lengguru donde no hubo un incremento de la topografía y de la pendiente regional como en el Central Range.

5.2 *Balance de volúmenes erosionados y sedimentados*

El volumen de sedimentos post-rift acumulados en el área de la bahía de Cendrawasih cubierto por la sísmica y extrapolado en tierra es $\sim 103.10^3$ km³. No existen pozos que alcancen la base de las formaciones post-rift de la Bahía de Cendrawasih y podrían tener 5 Ma como lo proponen Sapiie et al. (2010) o 12 Ma como se propone en este trabajo, basándose en la edad

del comienzo de la colisión (ej., Cloos et al., 2005). Las estimaciones del volumen erosionado en el Central Range (cuencas 1 a 4) varían de $\sim 156-125.10^3 \text{ km}^3$ (transecta Beoga) a $\sim 132-72.10^3 \text{ km}^3$ (transecta Bugalaga) considerando un periodo de erosión y de relleno desde 12 Ma o 5 Ma hasta el actual. A nivel del total del volumen erosionado estimado, el volumen asociado a la pérdida de área en la cuenca 1 por migración de la divisoria de aguas ($4 \pm 1.10^3 \text{ km}^3$) representa un 3-6% y por lo tanto este proceso no controla la naturaleza de los sedimentos que entran en la cuenca de Cendrawasih. Sin embargo, en la cuenca de antepaís situada al Sur del Central Range, el aumento progresivo del área de drenaje durante los últimos 5-6 Ma debería haber resultado en un incremento del volumen de sedimentos como se muestra en el Capítulo 2 (sección 3.2.4). Este aumento es $7-12.10^3 \text{ km}^3$, utilizando la tasa de erosión del flanco sur (1.7 mm/a) en la ecuación (6). En la cuenca de antepaís situada al sur del Central Range se observan dos aumentos de las tasas de sedimentación desde el Mioceno superior (Kendrick, 2000). El aumento de la tasa de sedimentación ha sido atribuido al levantamiento asociado a la construcción de la cadena montañosa, sin embargo, resulta probablemente de una combinación del levantamiento tectónico y de la expansión de las cuencas de drenaje por migración hacia el Norte de la principal divisoria de aguas.

A partir del estudio del balance de volúmenes es remarcable notar que el volumen erosionado y el volumen depositado son del mismo orden de magnitud. Si las cuencas 1 a 4 siempre han sido las áreas fuentes de la cuenca de Cendrawasih, los $\sim 30-50\%$ de diferencia se podrían explicar por dos razones:

1. el volumen de sedimentos acumulados en la bahía de Cendrawasih podría ser subestimado.
2. el volumen de material erosionado en el Central Range podría ser sobrestimado.

Sin embargo, la poca información disponible en la zona no permite zanjar entre ellas. Para realizar una estimación del volumen de sedimentos depositados durante el periodo de emersión de la isla (12 Ma) se necesita una calibración de la sísmica con pozos y dataciones de los sedimentos. Estos datos no existen y además la franja cercana a la costa y la parte onshore de la cuenca sedimentaria carecen de líneas sísmicas, lo que impide realizar una estimación detallada del volumen de sedimentos post-rift. El volumen interpolado en esta área es orientativo. Además, se ha desestimado el volumen situado al Norte del área que cubre la imagen sísmica en la bahía de Cendrawasih. Al Este de la cuenca de Cendrawasih, al norte de las ofiolitas y al sur de la zona de falla de Yapen existe una cuenca sedimentaria actualmente continental (North Basin, localizada en la figura 2) que contiene también sedimentos marinos de edad Mio-Plioceno (según el mapa geológico del informe de TTI, Charpentier et al., 2010). Una parte del flujo sedimentario procedente de las cuencas 1 a 4 podría haber sido depositado en la cuenca

“North Basin”, en su margen occidental antes de su emersión. Estos puntos significan que el volumen de sedimentos estimado ($\sim 103 \cdot 10^3 \text{ km}^3$) es una aproximación del volumen sedimentado en la cuenca de Cendrawasih desde los últimos 5 Ma o 12 Ma, y probablemente un valor mínimo.

Por otro lado, existen al menos dos explicaciones que podrían justificar una sobrestimación de los volúmenes erosionados en el Central Range:

(A) La extensión del área de drenaje que ha alimentado la bahía de Cendrawasih durante los últimos 5-12 Ma podría haber sido menos extensa que en la actualidad (cuencas 1 a 4). Aunque no haya evidencias que soportan esta hipótesis, no podemos descartar que la parte alta del río Derewo drenara hacia el flanco Sur en el pasado, donde deja de ser longitudinal, o que drenara hacia el Este. De haber sido así, se podría desprestigiar los $\sim 20\text{-}11 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ del volumen erosionado en la parte alta de la cuenca del río Derewo calculado para los últimos 12-5 Ma.

(B) La extrapolación de las altas tasas de erosión en el cinturón metamórfico de Derewo publicadas por Weiland (1999) (transectas 3 y 4, en la figura 13) a las zonas sin datos de erosión dentro de la misma unidad estructural, podría implicar una sobre estimación del volumen erosionado. Estos datos de erosión son muy elevados y extrapolados a las cuencas 1 a 4 que están localizadas a distancias de 20 km a hasta 160 km. A estas distancias, las tasas de erosión podrían variar de manera significativa. Considerando el cálculo de volumen erosionado para los últimos 12 Ma, este varía entre $\sim 130 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ y $\sim 156 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ según los datos de erosión utilizados, lo que corresponde a un margen de error de $26 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. En estos cálculos, es importante remarcar que son los altos valores de erosión del cinturón metamórfico de Derewo que dominan las estimaciones de los volúmenes erosionados y no las bajas tasas de erosión del cinturón plegado y cabalgante. Además de las variaciones laterales de velocidad de erosión que pueden influir sobre el cálculo de volumen erosionado, la conversión de las edades obtenidas por los métodos de termocronología a tasas de erosión está influenciada por los gradientes geotérmicos utilizados. Weiland (1999) asume un gradiente geotérmico bajo ($12^\circ\text{C}/\text{km}$) para convertir las edades obtenidas (AFT, ZFT) a tasas de erosión. A tasas de exhumación muy elevadas ($>1 \text{ mm/a}$) las isothermas se comprimen, lo que resulta en gradientes geotérmicos más elevados (e.g., Herman et al., 2010). Un gradiente geotérmico superior resultaría en tasas de erosión más bajas y, por tanto, en una diferencia con la estimación del volumen sedimentado más pequeña. De la misma manera, la tasa de erosión en el cinturón plegado cabalgante de la cresta del Central Range (zona AFT 1 en la figura 9), publicada por Weiland and Cloos (1996), es un valor máximo ($E < 0.7 \text{ mm/a}$). Ha sido calculada asumiendo un gradiente geotérmico de $25^\circ\text{C}/\text{km}$ y considerando que la erosión no ha sido superior a 2 km basándose en la ocurrencia de restos de edificios magmáticos. Un gradiente geotérmico superior resultaría en una tasa de

erosión más baja. Es importante remarcar que el margen de error sobre las bajas tasas de erosión del cinturón plegado y cabalgante genera un margen de error del volumen erosionado despreciable respecto a las indeterminaciones del volumen erosionado en el cinturón metamórfico de Derewo donde las tasas de erosión son altas. Todas estas consideraciones argumentan a favor de un volumen erosionado probablemente sobrestimado. Pero existen evidencias geológicas que indican que localmente el volumen erosionado ha sido ligeramente bajo estimado. En la parte alta del río Derewo, se ha aplicado el valor de erosión de (<0.7 mm/a) a todo el cinturón plegado y cabalgante. Sin embargo, en la parte oeste de la cuenca 1 y en la parte SE de la cuenca 3 afloran las areniscas del grupo Kembelangan lo que indica que el grupo New Guinea Limestone, estratigráficamente por encima, ha sido erosionado, es decir que el nivel de erosión en esta parte del Central Range es superior al nivel de erosión de la parte alta de la Cuenca del río Derewo. En estas áreas, la tasa de erosión en el cinturón plegado y cabalgante se podría considerar un valor mínimo (>0.7 mm/a). Desgraciadamente, la ausencia de datos de erosión donde aflora el grupo Kembelangan no permite definir un valor máximo de erosión en el cinturón plegado y cabalgante. Teniendo en cuenta valores de erosión más elevados donde ya no aflora el grupo New Guinea Limestone, se puede esperar un volumen erosionado total superior, pero probablemente no significativamente más grande, ya que son los valores de erosión muy altos en el cinturón metamórfico de Derewo que condicionan el volumen erosionado total.

5.3 Tasas de sedimentación, rutas de sedimentos y composiciones de los aportes en sedimentos clásticos en la bahía de Cendrawasih

5.3.1 Rutas subaéreas y composiciones asociadas

Con los datos disponibles y teniendo en cuenta los posibles márgenes de error, los balances de volúmenes erosionados y sedimentados indican que el nivel de erosión de las cuencas 1 a 4 es comparable al volumen del relleno de la cuenca de Cendrawasih, lo que sugiere que la mayoría de las cuencas que drenan actualmente hacia la cuenca sedimentaria de Cendrawasih son las áreas fuentes del relleno sedimentario. Esto significa que el flanco norte del Central Range que drena actualmente hacia la cuenca “North Basin”, para finalmente desembocar en el mar en la costa norte de la isla, probablemente no ha alimentado la cuenca de Cendrawasih. De haberlo hecho, se esperaría un volumen de sedimentos significativamente más elevado. Esto indica que el relleno debería tener un bajo contenido en minerales y fragmentos líticos procedentes de las ofiolitas.

Los cálculos de volúmenes erosionados durante los últimos 12 Ma para cada litología en cada cuenca (Figura 13) sugiere que mayoritariamente la cuenca de Cendrawasih ha sido alimentada por metapelitas del cinturón metamórfico de Derewo (filitas negras grafiticas y pizarras, ~50%), dioritas del Mioceno medio (25%), y una fracción secundaria de calizas (en fragmentos líticos o elementos en solución) del grupo New Guinea Limestone (~10%) y areniscas del grupo Kembelangan (~10%). Estos resultados se han obtenido considerando los valores de erosión del cinturón metamórfico de Derewo en la transecta Beoga (Weiland, 1999) (transecta 3 de la figura 9). Teniendo en cuenta los valores de erosión para los últimos 12 Ma, en la transecta Bugalaga (Weiland, 1999), situada 80 km al Este de la transecta Beoga, se deduce una proporción de áreas fuentes muy similares con un 50% de metapelitas, un 23% de dioritas, un 8% de calizas del New Guinea Limestone y un 11% de areniscas del grupo Kembelangan. Las estimaciones de las proporciones de litologías, calculadas considerando una historia de erosión del Central Range y de relleno de la cuenca de Cendrawasih desde los últimos 5 Ma, resultan casi similares con diferencias de solo unos porcentajes. Como mencionado arriba, en la parte oeste de la cuenca 1 y en la parte SE de la cuenca 3 afloran las areniscas del grupo Kembelangan, lo que indica que el grupo New Guinea Limestone, estratigráficamente por encima ha sido erosionado. Para calcular la composición del flujo de sedimentos se han considerado las extensiones de las distintas formaciones geológicas en el mapa geológico constantes lo que implica una sobre estimación de los aportes procedentes del grupo Kembelangan y una subestimación de los clastos procedentes del grupo New Guinea Limestone. De haber sido sobreestimados los volúmenes erosionados de areniscas del grupo Kembelangan y subestimados los volúmenes erosionados del grupo New Guinea Limestone se puede considerar el porcentaje de areniscas procedentes del grupo Kembelangan como valores demasiado altos y el porcentaje de calizas procedentes del grupo New Guinea Limestone como valores demasiado bajos.

5.3.2 Rutas submarinas y su control sobre las composiciones del relleno y las tasas de sedimentación

A partir del volumen sedimentario estimado ($\sim 103.10^3 \text{ Km}^3$), las tasas de sedimentación media para toda la cuenca son de 0.4 mm/a considerando una edad de 12 Ma para la base de la secuencia post-rift y una tasa de 0.9 mm/a considerando una edad de 5 Ma (Plio-Cuaternaria) como lo proponen Sapiie et al. (2010). En la zona del depocentro de la cuenca, situado en el Sur de la bahía donde se localizan los principales canales submarinos, el espesor de sedimentos alcanza unos $\sim 14 \text{ km}$, lo que corresponde a una tasa media de sedimentación de $\sim 1.2 \text{ mm/a}$ o $\sim 2.8 \text{ mm/a}$ asumiendo que el relleno empezó a 12 Ma o 5 Ma, respectivamente.

La interpretación sísmica permite observar que la unidad superior del relleno sedimentario en la bahía de Cendrawasih está afectada por estructuras compresivas que caracterizan el cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino de Waipogah identificado por Sapiie et al. (2005). Según Sapiie et al. (2005) estas estructuras compresivas se enraízan en un nivel de despegue localizado en la base de la unidad superior. Interpretan este cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino como un prisma de acreción asociado a una compresión relacionada con la zona de falla transformante siniestra Yapen-Sorong, pero la ausencia de estructuras compresivas hacia al Este no respalda esta interpretación. El análisis de las imágenes sísmicas revela que el nivel de despegue de las estructuras compresivas está en realidad localizado ~2000 ms (TWT) por encima de la discordancia principal (Figura 15). Una alternativa a la interpretación de Sapiie et al. (2005) sería que el cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino de Waipogah podría ser un “Toe-Thrust”, es decir estructuras compresivas en la parte externa del relleno sedimentario generado por inestabilidad gravitacional de la pila sedimentaria. Una zona en extensión asociada al desplazamiento sobre el nivel de despegue debería existir en la parte alta del prisma sedimentario pero la ausencia de cobertura de imágenes sísmicas no ha permitido poner en evidencia estructuras extensivas como se suele observar en los márgenes continentales (“Slope Grabens”). La potencia de la secuencia de sedimentos syn-deformacionales asociados al desplazamiento sobre los cabalgamientos del cinturón de Waipogah es 300 ms (~260 m). Esta baja potencia implica que la compresión es reciente lo que respalda la interpretación en “Toe-Thrust” del cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino de Waipogah. Se debe primero acumular una gran potencia de sedimentos para iniciar en un segundo tiempo un movimiento gravitacional que genera una extensión en la parte alta de la cuenca y compresión en la parte externa del prisma sedimentario. Utilizando las tasas de sedimentación calculadas en la parte más espesa de la cuenca (1.2-2.8 mm/a) y el espesor medio de la secuencia syn-post deformación en el cinturón de Waipogah (~260 m), deducimos que su base tendría ~100-200 ka. Entonces los anticlinales del cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino de Waipogah podrían haber empezado a actuar como trampas de hidrocarburos solo a partir del final del Pleistoceno.

La edad reciente de deformación en la cuenca de Cendrawasih implica que las estructuras compresivas no han influenciado la ruta de sedimentos durante la mayor parte de los 12-5 Ma de relleno de la cuenca. En la parte sur, que presenta menos estructuras compresivas, los dos canales submarinos que siguen la línea de máxima pendiente son probablemente análogos a la ruta de sedimentos del inicio del relleno sedimentario. Sin embargo, en la parte norte los canales activos han sido desviados durante la actividad reciente de las estructuras compresivas (Figura 11A) y se puede esperar que los canales preexistentes drenaran siguiendo también la línea de máxima pendiente. Desde el inicio de la sedimentación las composiciones de la cuenca de

drenaje indican que en el Sur de la cuenca de Cendrawasih los sedimentos derivan mayoritariamente de la erosión de las dioritas (~60%), en la parte central derivan de la erosión de metapelitas (~50%) y dioritas (~20%) y que en el norte predominan las metapelitas (~90%). Desde el final del Pleistoceno, los desvíos de los canales submarinos en la parte norte de la cuenca de Cendrawasih habrán confinado a los sinclinales los canales submarinos arenosos que pueden actuar de reservorios como se puede observar en otras cuencas (e.g., Ferguson and McClay, 1997).

6 Conclusiones

La red de drenaje del Central Range está reorganizándose desde un estado inicial dominado por un drenaje longitudinal, formado hace 12 Ma, a uno dominado por un drenaje transversal, más reciente, que se inició hace ~5-6 Ma. El volumen erosionado asociado a la pérdida de área por la migración de la divisoria de aguas sur de la cuenca del río Derewo representa un 20-30% del volumen erosionado en la parte alta de este río. Sin embargo, esta reorganización no ha afectado significativamente ni la composición, ni el volumen aportado en la cuenca de Cendrawasih alimentada principalmente por el cinturón metamórfico de Derewo, pero sí debería haber afectado significativamente a la cuenca de antepaís situada al Sur del Central Range.

El balance entre los volúmenes erosionados y sedimentados sugiere que, a parte del alto Derewo, la ruta de sedimentos subaérea que se observa hoy en día no ha cambiado significativamente desde el inicio de la sedimentación en la cuenca de Cendrawasih. Lo que implica que los sedimentos clásticos procedentes del Central Range y que han alimentado la bahía de Cendrawasih durante los últimos 12 Ma son mayoritariamente metapelitas (~50%) que contienen filitas negras gráficas, dioritas (~25%), areniscas (~10%) y calizas (~10%). La composición del material erosionado en las cuatro cuencas que alimentan la bahía de Cendrawasih sugiere que al Sur de la cuenca de Cendrawasih la composición debería ser mayoritariamente el producto de la erosión de dioritas (~60%), en la parte central de metapelitas y dioritas (~50% y ~20%, respectivamente) y en el norte de metapelitas (~90%). Entonces, los ríos del flanco Norte que erosionan las ofiolitas no han drenado a la cuenca de Cendrawasih, de manera que el relleno sedimentario debería contener una baja proporción de minerales y fragmentos líticos procedentes de las ofiolitas.

La deformación compresiva en cinturón de pliegues y cabalgamientos submarino de Waipogah, que podría ser un “Toe-Thrust”, es muy reciente (~100-200 ka). En consecuencia, los anticlinales podrían haber empezado a actuar como trampas de hidrocarburos a partir del final del Pleistoceno. Desde el final de este periodo, los desvíos de los canales submarinos en la

parte norte de la cuenca de Cendrawasih habrán confinado a los sinclinales los canales submarinos arenosos que pueden actuar de reservorios.

Bibliografía

- Allen, P. A., Armitage, J. J., Carter, A., Duller, R. A., Michael, N. A., Sinclair, H. D., Whitchurch, A. L., and Whittaker, A. C., 2013, The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems: *Sedimentology*, v. 60, no. 1, p. 102-130.
- Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M. L., and Tesón, E., 2013, Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees: Geological Society, London, Special Publications, v. 377, no. 1, p. 141-158.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., and Teixell, A., 2012, Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics: *Tectonics*, v. 31, no. 4, p. TC4020.
- Bailly, V., Pubellier, M., Ringenbach, J. C., de Sigoyer, J., and Sapin, F., 2009, Deformation zone ‘jumps’ in a young convergent setting; the Lengguru fold-and-thrust belt, New Guinea Island: *Lithos*, v. 113, no. 1-2, p. 306-317.
- Bishop, P., 1995, Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion: Progress in Physical Geography, v. 19, no. 4, p. 449-473.
- Charpentier, F., De L’Hamaide, Th., Le Baccon, M., 2010, Irian Jaya – Papua New Guinea, Surface geology mapping using remote sensing data and regional maps. Informe de TTI para REPSOL.
- Cloos, M., Sapiie, B., Quarles van Ufford, A., Weiland, R. J., Warren, P. Q., and McMahon, T. P., 2005, Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab breakoff: Geological Society of America Special Papers, v. 400, p. 1-51.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, v. 21, no. 20, p. 2191-2194.
- DeMets, C., and Stein, S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, no. B13, p. 21931-21948.
- Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, no. 14, p. 2625-2647.
- Dow, D. B., 1988, Geology of Irian Jaya: Preliminary Geological Report, Geological Research and Development Centre.
- Einsele, G., and Hinderer, M., 1997, Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins: *Geologische Rundschau*, v. 86, no. 2, p. 288-310.
- Einsele, G., Ratschbacher, L., and Wetzel, A., 1996, The Himalaya-Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20 Ma: *The Journal of Geology*, p. 163-184.
- England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: *Geology*, v. 18, no. 12, p. 1173-1177.
- Ferguson, A., and McClay, K., 1997, Structural modeling within the Sanga Sanga PSC, Kutei Basin, Kalimantan: Its application to paleochannel orientation studies and timing of hydrocarbon entrapment.
- Harbert, W., and Cox, A., 1989, Late Neogene motion of the Pacific Plate: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, no. B3, p. 3052-3064.
- , 1990, Correction to “Late Neogene motion of the Pacific Plate” by William Harbert and Allan Cox: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, no. B4, p. 5171-5171.
- Herman, F., Copeland, P., Avouac, J. P., Bollinger, L., Mahéo, G., Le Fort, P., Rai, S., Foster, D., Pêcher, A., and Stüwe, K., 2010, Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and

- thermobarometric data and modeling of the topography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 115, no. B6.
- Kendrick, R. D., 2000, Structure, tectonics and thermochronology of the Irian Jaya Fold Belt, Irian Jaya, Indonesia: La Trobe University.
- Kendrick, R. D., Hill, K. C., and McFall, S. W., 2003, The East Arguni Block: Hydrocarbon Prospectivity in the Northern Lengguru Foldbelt, West Papua.
- Michael, N. A., Whittaker, A. C., Carter, A., and Allen, P. A., 2014, Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, south-central Pyrenees: *Geological Society of America Bulletin*, v. 126, no. 3-4, p. 585-599.
- Montgomery, D. R., Abbe, T. B., Buffington, J. M., Petersom, N. P., Schmidt, K. M., and Stock, J. D., 1996, mountain drainage basins: *Nature*, v. 381, p. 13.
- Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., Grieve, S. W., and Valters, D. A., 2014, A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 119, no. 2, p. 138-152.
- Perron, J. T., and Royden, L., 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, no. 6, p. 570-576.
- Pollitz, F. F., 1986, Pliocene change in Pacific-plate motion: *Nature*, v. 320, no. 6064, p. 738-741.
- Pubellier, M., and Ego, F., 2002, Anatomy of an escape tectonic zone: Western Irian Jaya (Indonesia): *Tectonics*, v. 21, no. 4, p. 1-1-1-16.
- Quarles van Ufford, A., 1996, Stratigraphy, structural geology, and tectonics of a young forearc-continent collision, western Central Range (western New Guinea), Indonesia [Ph. D. thesis]: Austin: University of Texas.
- Royden, L., Clark, M., and Whipple, K., 2000, Evolution of river elevation profiles by bedrock incision: Analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates: *Eos Trans. AGU*, v. 81, p. 48.
- Royden, L., and Taylor Perron, J., 2013, Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, no. 2, p. 497-518.
- Sapiie, B., A.C., A., and Teas, P., 2010, New Insight of Tectonic Evolution of Cendrawasih Bay and Its Implications for Hydrocarbon Prospect, Papua, Indonesia, *in* Association, I. P., ed., Thirty-Fourth Annual Convention & Exhibition.
- Scotese, C. R., Gahagan, L. M., and Larson, R. L., 1988, Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins: *Tectonophysics*, v. 155, no. 1-4, p. 27-48.
- van Ufford, A. Q., and Cloos, M., 2005, Cenozoic tectonics of New Guinea: *AAPG bulletin*, v. 89, no. 1, p. 119-140.
- Visser, W., and Hermes, J. J., 1962, Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea: carried out by the 'Nederlandsche Nieuw Guinee Petroleum Maatschappij' 1935-1960, Staatsdrukkerij-en Uitgeverijbedrijf.
- Warren, P., 1995, Petrology, structure and tectonics of the Ruffaer metamorphic belt, west central Irian Jaya, Indonesia [MA thesis]: Austin: University of Texas.
- Warren, P. Q., and Cloos, M., 2007, Petrology and tectonics of the Derewo metamorphic belt, west New Guinea: *International Geology Review*, v. 49, no. 6, p. 520-553.
- Weiland, R. J., 1999, Emplacement of the Irian ophiolite and unroofing of the Ruffaer metamorphic belt of Irian Jaya, Indonesia.
- Weiland, R. J., and Cloos, M., 1996, Pliocene-Pleistocene asymmetric unroofing of the Irian fold belt, Irian Jaya, Indonesia: Apatite fission-track thermochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, no. 11, p. 1438-1449.
- Whipple, K. X., and 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*, v. 104, no. B8, p. 17,661-617,674.
- Whittaker, A. C., Duller, R. A., Springett, J., Smithells, R. A., Whitchurch, A. L., and Allen, P. A., 2011, Decoding downstream trends in stratigraphic grain size as a function of

- tectonic subsidence and sediment supply: Geological Society of America Bulletin, v. 123, no. 7-8, p. 1363-1382.
- Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., and Chen, C.-Y., 2014, Dynamic reorganization of river basins: Science, v. 343, no. 6175, p. 1248765.

CONCLUSIONES

Conclusiones

- **Parte 1:**

Capítulo 1: “Evolución de la red de drenaje y patrones de sedimentación en un prisma de acreción experimental”.

El análisis geomorfológico de las topografías digitales muestra que los canales en los modelos experimentales tienen características geométricas y cinemáticas similares a las de los ríos en las cadenas de montañas. Los canales experimentales se adaptan a las tasas de levantamiento incrementando su pendiente y reduciendo su anchura. En respuesta a un levantamiento, se propagan ondas de incisión a una velocidad proporcional al caudal y a la tasa de levantamiento. En el marco de un modelo de erosión basado en el “stream power”, estas características han permitido proponer que la ley de erosión que gobierna los procesos de superficie en los experimentos es: $E = K \frac{A^{0.8 \pm 0.2}}{W} S^{1.5 \pm 0.2}$. Aunque un escalado de los modelos experimentales presentados es complicado, puesto que existen distorsiones físicas difíciles de superar, estos modelos permiten estudiar la influencia relativa entre la tasa de acortamiento y la pluviometría sobre la dinámica de la erosión, del transporte y de la sedimentación y su relación con la dinámica de la red de drenaje.

Los experimentos confirman la idea de que en cinturones de pliegues y cabalgamientos, el desvío de canales por las estructuras compresivas resulta en un control adicional sobre la distribución y la magnitud del flujo de sedimentos que entra en las cuencas sedimentarias. En los experimentos, el poder incisivo mínimo para superar el levantamiento depende de un caudal mínimo, el cual varía proporcionalmente y de manera no-lineal a la tasa de levantamiento. Es entonces la proporción entre pluviometría y acortamiento, lo que controla el espaciado entre los canales transversales persistentes. En prismas construidos bajo una proporción pluviometría/acortamiento alta, la red de drenaje está dominada por canales transversales persistentes y por una gran cantidad de abanicos coalescentes en la parte externa del prisma (“line-depositional system”). A valores más bajos de esta proporción, la red de drenaje está dominada por canales longitudinales y un bajo número de canales transversales persistentes que alimentan grandes abanicos separados por zonas de baja sedimentación (“point-source dispersal system”).

Capítulo 2: “Influencia de la reorganización de la red de drenaje sobre la sedimentación en un prisma de acreción experimental”.

A partir de la modelización se ha observado que la velocidad de migración de las cabeceras de los canales transversales, situados en la parte externa de una estructura cabalgante, incrementa de manera no-lineal con la tasa de levantamiento debido al incremento, también no-lineal, de la tasa de incisión con el aumento de la pendiente de los canales. Además, un aumento de la pluviometría resulta, también, en un aumento de la velocidad de migración de las divisorias.

En los experimentos sometidos a una proporción pluviometría/acortamiento baja, la migración de divisorias de aguas y capturas resultan en una evolución de la red de drenaje desde un drenaje inicial, dominado por canales longitudinales, hacia un drenaje dominado por canales transversales. Estos resultados confirman el modelo de evolución de la red de drenaje basado en el estudio del Alto Atlas marroquí y de la Cordillera Oriental de Colombia, donde la red de drenaje evoluciona desde una red dominada por ríos longitudinales a una dominada por ríos transversales. La migración de las divisorias de aguas y eventos de captura modifican los tamaños de las cuencas hidrográficas, provocando cambios en el flujo de sedimentos a la salida de los prismas experimentales. Mientras que las modificaciones del flujo de sedimentos resultante de variaciones climáticas y/o tectónicas se registran en todos los sistemas de sedimentación que rodean el orógeno considerado, variaciones espaciales en las tasas de sedimentación en un mismo periodo son diagnóstico de una reorganización de la red de drenaje en el área fuente. En la naturaleza, las modificaciones en las áreas fuentes, así como en distancias de transporte y pendientes provocadas por la migración de las divisorias de aguas y capturas deberían modificar también la composición del sedimento, el tamaño de grano, y potencialmente influir sobre la calidad de un reservorio.

- **Parte 2:**

Capítulo 3: “Influencia de la dinámica de la erosión en el Central Range de Papúa sobre el sistema sedimentario de la bahía de Cendrawasih”.

El estudio geomorfológico de la red de drenaje del Central Range muestra que se está reorganizando desde un estado dominado por un drenaje longitudinal a uno dominado por un drenaje transversal, como en los modelos y como en el Alto Atlas marroquí y en la Cordillera Oriental de Colombia, en respuesta a una migración hacia el norte de la divisoria de aguas principal, la cual se propaga a una velocidad media del orden de ~ 1.7 mm/a. El volumen erosionado perdido por la reorganización en la cuenca del río Derewo (Cuenca 1) representa un 20-30% del volumen erosionado en la parte alta de este río. Sin embargo, esta reorganización no ha influenciado significativamente ni a la composición, ni al volumen aportado en la cuenca de

Cendrawasih alimentada, a su vez, por otras tres cuencas de drenaje. En cambio, sí debería haber afectado de manera significativa a la cuenca de antepaís situada al Sur del Central Range.

El balance entre los volúmenes erosionados en el Central Range y sedimentados en la cuenca de Cendrawasih sugiere que la ruta de sedimentos subaérea que se observa hoy en día no ha cambiado significativamente desde el inicio de la sedimentación en la cuenca de Cendrawasih (hace 5 Ma o 12 Ma). Lo que implica que los sedimentos clásticos procedentes del Central Range y que han alimentado la bahía de Cendrawasih son mayoritariamente metapelitas (~50%) que contienen filitas negras grafiticas, dioritas (~25%), areniscas (~10%) y calizas (~10%).

El análisis de las imágenes sísmicas de la cuenca sedimentaria de Cendrawasih indica que la deformación en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Waipogah es muy reciente (~100-200 ka). En consecuencia, los anticlinales podrían haber empezado a actuar como trampas de hidrocarburos a partir del final del Pleistoceno. Desde el final de este periodo, los desvíos de los canales submarinos en la parte norte de la cuenca de Cendrawasih habrán confinado a los sinclinales los canales submarinos arenosos que pueden actuar de reservorios.

CONCLUSIONS

Conclusions

- **Part 1:**

Chapter 1: “Drainage network evolution and patterns of sedimentation in an experimental wedge”.

The geomorphic analysis of the digital topography shows that experimental channels have many similarities to what is observed in natural landscape. The experimental channels adjust to uplift rate by both increasing their slope and narrowing their channels as it is observed in nature above active faults. In response to a tectonic event, the knickpoints within channels migrates at a velocity proportional to the discharge and the uplift rate. We infer from uplift rates, incision rates and metrics of the topography that erosion scales nonlinearly to slope and drainage area. Surface processes in models are governed by the erosion law: $E = K \frac{A^{0.8 \pm 0.2}}{W} S^{1.5 \pm 0.2}$. Although a perfect scaling of the models presented is difficult, because of physical distortions occur, these models allow the study of the relative influence between rates of shortening and rainfall on the dynamic of erosion, transport and sedimentation and their relation with the drainage network dynamic.

The experiments confirm that in fold-and-thrust belts the diversion of channels by uplifting thrust sheets results in an additional control on the distribution and magnitude of sediment input in a basin. In the experiments, the minimum incision power, of a transverse channel, needed for incise an uplifting thrust sheet depends on a minimum discharge. This minimum discharge varies proportionally and, in a non-linear way, with the uplift rate. Then, the proportion between rainfall rate and shortening rate controls the spacing between transverse channels. If this proportion is high, the drainage network is transverse-dominated, developing a line-depositional system in front of the thrust sheets. At low values of this proportion, the drainage network is longitudinal-dominated, developing a point-source dispersal system in front of the thrust sheets.

Chapter 2: “The influence of drainage reorganization on the sedimentation in an experimental wedge”.

Experimental modeling has shown that the velocity of migration of the transverse channel headwaters increases in a non-linear way with uplift rate caused by an increase, non-linear too, of the incision rates with the channel slope. Additionally, an increase of the rainfall rate also results in an increase of the velocity of divide migration.

The experiments developed at low values of the proportion rainfall rate/shortening rate, the divide migration and captures results in a reorganization of the initial drainage network, evolving from a longitudinal drainage to a transverse drainage. These results confirm the evolution model showed in the study of Moroccan High Atlas and Cordillera Oriental de

Colombia, where the drainage network evolves from a longitudinal-dominated pattern to a transverse-dominated pattern by divide migration and capture processes. This dynamic modifies the size of drainage basins resulting in variations on the sedimentary fluxes in the outlets of the experimental wedges suggesting that not only Tectonics and/or climate but also the intrinsic dynamics of the drainage network can modulate the clastic sedimentary flux. Modifications in Tectonics and/or Climate would be registered in all the adjacent sedimentary systems of the orogen. However, spatial variations in sedimentation rates in the same period of time must be diagnostic criteria of drainage network reorganization in the source area. In nature, modifications in the source area, as well as transport distances and slopes triggered by the divide migration and capture processes would additionally modify the sediment composition, the grain size and have a potential influence on the reservoir quality.

- **Part 2:**

Chapter 3: “Influence of the erosion dynamic in the Central Range of Papua on the Cendrawasih basin sedimentary”.

The geomorphic analysis of the drainage network in the Central Range shows that it is been reorganized from a longitudinal drainage to a transverse drainage state, like Moroccan High Atlas and the Eastern Cordillera of Colombia, in response to a northward divide migration with a mean velocity in the order of ~ 1.7 mm/a. The loss of eroded volume by drainage reorganization in the Derewo basin (Basin 1) represents a 20-30% of the volume eroded in the high part of the basin. This reorganization has affected significantly neither sediment composition nor sediment volume transported to the Cendrawasih basin. However, in the foreland basin located at the south of the Central Range this reorganization should has affected the volumes and rates of sedimentation.

The balance done between the eroded volume in the Central Range and the deposited volume in Cendrawasih basin suggest that the subaerial sediment routing system observed nowadays have not changed substantially since the beginning of sedimentation in the basin. That implies that of the clastic sediment from Central Range and deposited in Cendrawasih basin is composed mainly by graphitic black phyllites ($\sim 50\%$), diorites ($\sim 25\%$), sandstones ($\sim 10\%$) and limestone ($\sim 10\%$).

The analysis of the seismic profiles from Cendrawasih basin shows that compressive deformation in the Waipogah Fold and Thrust Belt begins 100-200 ka before the present. Consequently, the anticlinal folds could be able to be act as hydrocarbons trap only since the end of the Pleistocene. Since this period, the anticline folds in the north of the basin, where diversion of submarine channels occur, would confine sand bodies which could act as hydrocarbon reservoir.

Bibliografía

Allen, P. A., 2008, From landscapes into geological history: *Nature*, v. 451, no. 7176, p. 274-276.

Allen, P. A., Armitage, J. J., Carter, A., Duller, R. A., Michael, N. A., Sinclair, H. D., Whitchurch, A. L., and Whittaker, A. C., 2013, The Qs problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems: *Sedimentology*, v. 60, no. 1, p. 102-130.

Amos, C.B., Burbank, D.W., 2007. Channel width response to differential uplift. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, F02010.

Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Roberts, G.P., 2008. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. *J. Geophys. Res.-Earth Surf.* 113, 16.

Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: An experimental approach. *Geology* 33, 301-304, doi: 310.1130/G21095.21091.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Teixell, A., 2012. Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics. *Tectonics* 31, TC4020.

Babault, J., Teixell, A., Struth, L., Van Den Driessche, J., Arboleya, M. L., and Tesón, E., 2013, Shortening, structural relief and drainage evolution in inverted rifts: insights from the Atlas Mountains, the Eastern Cordillera of Colombia and the Pyrenees: Geological Society, London, Special Publications, v. 377, no. 1, p. 141-158.

Bailly, V., Pubellier, M., Ringenbach, J. C., de Sigoyer, J., and Sapin, F., 2009, Deformation zone 'jumps' in a young convergent setting; the Lengguru fold-and-thrust belt, New Guinea Island: *Lithos*, v. 113, no. 1-2, p. 306-317.

Berlin, M.M., Anderson, R.S., 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, F03S06.

Bishop, P., 1995, Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion: *Progress in Physical Geography*, v. 19, no. 4, p. 449-473.

Bishop, P., Cowell, P., 1997. Lithological and Drainage Network Determinants of the Character of Drowned, Embayed Coastlines. *The Journal of Geology* 105, 685-700.

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, 767-778.

Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 327–328, 97-110.

Burbank, D.W., Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 20281-20297.

Burbank, McLean, Bullen, Abdrakhmatov, Miller, 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research* 11, 75-92.

Castelltort, S., and Van Den Driessche, J., 2003, How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record?: *Sedimentary Geology*, v. 157, no. 1–2, p. 3-13.

Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.-D., Herman, F., Braun, J., 2012. River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geosci* 5, 744-748.

Champel, B., van der Beek, P., Mugnier, J.-L., Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal; rates, mechanisms, and geomorphic signature. *Journal of Geophysical Research* 107.

Charpentier, F., De L'Hamaide, Th., Le Baccon, M., 2010, Irian Jaya – Papua New Guinea, Surface geology mapping using remote sensing data and regional maps. Informe de TTI para REPSOL.

Cloos, M., Sapiie, B., Quarles van Ufford, A., Weiland, R. J., Warren, P. Q., and McMahon, T. P., 2005, Collisional delamination in New Guinea: The geotectonics of subducting slab breakoff: *Geological Society of America Special Papers*, v. 400, p. 1-51.

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.

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 1153-1172.

Davis, W. M., 1899, The geographical cycle: *Geographical Journal*, v. 14, p. 481-504.

DeMets, C., and Stein, S., 1990, Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, no. B13, p. 21931-21948.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, v. 21, no. 20, p. 2191-2194.

Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, no. 14, p. 2625-2647.

DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 134-144.

DiBiase, R.A., Whipple, K.X., 2011. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116, F04036.

Dow, D. B., 1988, *Geology of Irian Jaya: Preliminary Geological Report*, Geological Research and Development Centre.

Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 109, F03002.

Einsele, G., Ratschbacher, L., and Wetzell, A., 1996, The Himalaya-Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20 Ma: *The Journal of Geology*, p. 163-184.

Einsele, G., and Hinderer, M., 1997, Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins: *Geologische Rundschau*, v. 86, no. 2, p. 288-310.

England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks: *Geology*, v. 18, no. 12, p. 1173-1177.

Ferguson, A., and McClay, K., 1997, Structural modeling within the Sanga Sanga PSC, Kutei Basin, Kalimantan: Its application to paleochannel orientation studies and timing of hydrocarbon entrapment.

Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2005. Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock. *Geology* 33, 229-232.

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

Giletycz, S., Loget, N., Chang, C.P., Mouthereau, F., 2015. Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: Example from Hengchun Peninsula, Taiwan. *Geomorphology* 231, 169-181.

Goren, L., Willett, S. D., Herman, F., and Braun, J., 2014, Coupled numerical–analytical approach to landscape evolution modeling: *Earth Surface Processes and Landforms*, p. n/a-n/a.

Graveleau, F., Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus. Geoscience* 340, 324-333.

Graveleau, F., Hurtrez, J.E., Dominguez, S., Malavieille, J., 2011. A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes. *Tectonophysics* 513, 68-87.

Gudmundsdottir, M.H., Blisniuk, K., Ebert, Y., Levine, N.M., Rood, D.H., Wilson, A., Hilley, G.E., 2013. Restraining bend tectonics in the Santa Cruz Mountains, California, imaged using 10Be concentrations in river sands. *Geology* 41, 843-846.

Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11-14.

Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology* 24, 135-138.

Harbert, W., and Cox, A., 1989, Late Neogene motion of the Pacific Plate: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, no. B3, p. 3052-3064.

-, 1990, Correction to “Late Neogene motion of the Pacific Plate” by William Harbert and Allan Cox: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 95, no. B4, p. 5171-5171.

Herman, F., Copeland, P., Avouac, J. P., Bollinger, L., Mahéo, G., Le Fort, P., Rai, S., Foster, D., Pêcher, A., and Stüwe, K., 2010, Exhumation, crustal deformation, and thermal structure of the Nepal Himalaya derived from the inversion of thermochronological and thermobarometric data and modeling of the topography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), v. 115, no. B6.

Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13, 43-63.

Hoth, S., Adam, J., Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Influence of erosion on the kinematics of bivergent orogens: Results from scaled sandbox simulations. *Geological Society of America Special Papers* 398, 201-225.

Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research* 8, 29-44.

Howard, A.D., 1980. Thresholds in river regimes. *Thresholds in geomorphology*, 227-258.

Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *GSA Bull.* 94, 739-752.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355-372.

Humphrey, N. F., and Heller, P. L., 1995, Natural oscillations in coupled geomorphic systems: An alternative origin for cyclic sedimentation: *Geology*, v. 23, no. 6, p. 499-502.

Humphrey, N.F., Konrad, S.K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology* 28, 43-46.

Jackson, J., Norris, R., Youngson, J., Wojtal, S.F., 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand; evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology* 18, 217-234.

Jolley, E., Turner, P., Williams, G., Hartley, A., Flint, S., 1990. Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 147, 769-784.

Kendrick, R. D., 2000, Structure, tectonics and thermochronology of the Irian Jaya Fold Belt, Irian Jaya, Indonesia: La Trobe University.

Kendrick, R. D., Hill, K. C., and McFall, S. W., 2003, The East Arguni Block: Hydrocarbon Prospectivity in the Northern Lengguru Foldbelt, West Papua.

Kirby, E., Ouimet, W., 2011. Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 353, 165-188.

Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54-75.

Konstantinovskaia, E., Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q02006.

Koons, P.O., 1994. Three-dimensional critical wedges: Tectonics and topography in oblique collisional orogens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 12301-12315.

Koons, P.O., 1995. Modeling the topographic evolution of collisional belts. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 375-408.

Lague, D., Hovius, N., Davy, P., 2005. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 110, F04006.

Lague, D., 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 38-61.

Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 26561-26591.

Leeder, M. R., Harris, T., and Kirkby, M. J., 1998, Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy: *Basin Research*, v. 10, no. 1, p. 7-18.

Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology* 106, 376-382.

Mackin, H. J., 1948, Concept of the graded river: *Geological Society of America Bulletin*, v. 59, no. 5, p. 463-512.

Michael, N. A., Whittaker, A. C., Carter, A., and Allen, P. A., 2014, Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, south-central Pyrenees: *Geological Society of America Bulletin*, v. 126, no. 3-4, p. 585-599.

Mikesell, L. R., Weissmann, G. S., and Karachewski, J. A., 2010, Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata: *Geomorphology*, v. 115, no. 3-4, p. 267-277.

Milliman, J. D., and Syvitski, J. P., 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers: *The Journal of Geology*, p. 525-544.

Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, no. 6279, p. 29-34.

Molnar, P., 2001, Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates: *Geology*, v. 29, no. 12, p. 1071-1074.

Montgomery, D. R., Abbe, T. B., Buffington, J. M., Petersom, N. P., Schmidt, K. M., and Stock, J. D., 1996, mountain drainage basins: *Nature*, v. 381, p. 13.

Montgomery, D.R., Gran, K.B., 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.* 37, 1841-1846.

Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., Grieve, S. W., and Valters, D. A., 2014, A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 119, no. 2, p. 138-152.

Naylor, M., Sinclair, H.D., Willett, S., Cowie, P.A., 2005. A discrete element model for orogenesis and accretionary wedge growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110, B12403.

Naylor, M., Sinclair, H.D., 2007. Punctuated thrust deformation in the context of doubly vergent thrust wedges: Implications for the localization of uplift and exhumation. *Geology* 35, 559-562.

Oberlander, T.M., 1985. Origin of drainage transverse to structures in orogens. *Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series* 15, 155-182.

Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Granger, D.E., 2009. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology* 37, 579-582.

Paola, C., and Swenson, J. B., 1998, Geometric constraints on composition of sediment derived from erosional landscapes: *Basin Research*, v. 10, no. 1, p. 37-47.

Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L., 2009. The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97, 1-43.

Parker, G., Anderson, A.G., 1977. Basic principles of river hydraulics. *Journal of the Hydraulics Division* 103.

Perron, J. T., and Royden, L., 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, no. 6, p. 570-576.

Pollitz, F. F., 1986, Pliocene change in Pacific-plate motion: *Nature*, v. 320, no. 6064, p. 738-741.

Pubellier, M., and Ego, F., 2002, Anatomy of an escape tectonic zone: Western Irian Jaya (Indonesia): *Tectonics*, v. 21, no. 4, p. 1-1-1-16.

Quarles van Ufford, A., 1996, Stratigraphy, structural geology, and tectonics of a young forearc-continent collision, western Central Range (western New Guinea), Indonesia [Ph. D. thesis]: Austin: University of Texas.

Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 14013-14029.

Royden, L., Clark, M., Whipple, K., 2000. Evolution of river elevation profiles by bedrock incision: Analytical solutions for transient river profiles related to changing uplift and precipitation rates. *Eos Trans. AGU* 81, 48.

Royden, L., and Taylor Perron, J., 2013, Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, no. 2, p. 497-518.

Ruh, J.B., Gerya, T., Burg, J.-P., 2013. High-resolution 3D numerical modeling of thrust wedges: Influence of décollement strength on transfer zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*.

Sapiie, B., A.C., A., and Teas, P., 2010, New Insight of Tectonic Evolution of Cendrawasih Bay and Its Implications for Hydrocarbon Prospect, Papua, Indonesia, in Association, I. P., ed., *Thirty-Fourth Annual Convention & Exhibition*.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1-16.

Scotese, C. R., Gahagan, L. M., and Larson, R. L., 1988, Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins: *Tectonophysics*, v. 155, no. 1-4, p. 27-48.

Simpson, G.D.H., 2006. Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research* 18, 125-143.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003a. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, 2117.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003b. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology* 53, 97-127.

Sobel, E.R., Hilley, G.E., Strecker, M.R., 2003. Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research* 108, 2344.

Stock, G. M., Ehlers, T. A., and Farley, K. A., 2006, Where does sediment come from? Quantifying catchment erosion with detrital apatite (U-Th)/He thermochronometry: *Geology*, v. 34, no. 9, p. 725-728.

Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B., Loget, N., 2011. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling. *Tectonophysics* 513, 1-19.

Talling, P.J., Lawton, T.F., Burbank, D.W., Hobbs, R.S., 1995. Evolution of latest Cretaceous–Eocene nonmarine deposystems in the Axhandle piggyback basin of central Utah. *Geological Society of America Bulletin* 107, 297-315.

Talling, P. J., and Sowter, M. J., 1998, Erosion, deposition and basin-wide variations in stream power and bed shear stress: *Basin Research*, v. 10, no. 1, p. 87-108.

Tomkin, J.H., Braun, J., 1999. Simple models of drainage reorganisation on a tectonically active ridge system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 42, 1-10.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research* 99, 12,229-212,243.

Tucker, G.E., Slingerland, R., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8, 329-349.

Tucker, G. E., and Slingerland, R., 1997, Drainage basin responses to climate change: *Water Resources Research*, v. 33, no. 8, p. 2031-2047.

Tucker, G.E., Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107, 2179.

Tucker, G.E., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing; implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 185-205.

Turowski, J.M., Lague, D., Crave, A., Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 111, F03008.

Turowski, J.M., Lague, D., Hovius, N., 2009. Response of bedrock channel width to tectonic forcing: Insights from a numerical model, theoretical considerations, and comparison with field data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 114, F03016.

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, 471-474.

van Ufford, A. Q., and Cloos, M., 2005, Cenozoic tectonics of New Guinea: AAPG bulletin, v. 89, no. 1, p. 119-140.

Visser, W., and Hermes, J. J., 1962, Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea: carried out by the 'Nederlandsche Nieuw Guinee Petroleum Maatschappij' 1935-1960, Staatsdrukkerij-en Uitgeverijbedrijf.

Warren, P., 1995, Petrology, structure and tectonics of the Ruffaer metamorphic belt, west central Irian Jaya, Indonesia [MA thesis]: Austin: University of Texas.

Warren, P. Q., and Cloos, M., 2007, Petrology and tectonics of the Derewo metamorphic belt, west New Guinea: *International Geology Review*, v. 49, no. 6, p. 520-553.

Weiland, R. J., and Cloos, M., 1996, Pliocene-Pleistocene asymmetric unroofing of the Irian fold belt, Irian Jaya, Indonesia: Apatite fission-track thermochronology: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, no. 11, p. 1438-1449.

Weiland, R. J., 1999, Emplacement of the Irian ophiolite and unroofing of the Ruffaer metamorphic belt of Irian Jaya, Indonesia.

Weissel, J.K., Seidl, M.A., 1998. Inland Propagation of Erosional Escarpments and River Profile Evolution Across the Southeast Australian Passive Continental Margin, Rivers Over Rock: *Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, pp. 189-206.

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, 17,661-617,674.

Whipple, K.X., 2001. Fluvial Landscape Response Time: How Plausible Is Steady-State Denudation? *Am J Sci* 301, 313-325.

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.

Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.

Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007a. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology* 35, 103-106.

Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007b. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. *Basin Research* 19, 529-556.

Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E., Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506-526.

Whittaker, A. C., Attal, M., and Allen, P. A., 2010, Characterising the origin, nature and fate of sediment exported from catchments perturbed by active tectonics: *Basin Research*, v. 22, no. 6, p. 809-828.

Whittaker, A. C., Duller, R. A., Springett, J., Smithells, R. A., Whitchurch, A. L., and Allen, P. A., 2011, Decoding downstream trends in stratigraphic grain size as a function of tectonic subsidence and sediment supply: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 7-8, p. 1363-1382.

Whittaker, A.C., Boulton, S.J., 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, F02024.

Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., and Chen, C.-Y., 2014, Dynamic reorganization of river basins: *Science*, v. 343, no. 6175, p. 1248765.

Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K., Hodges, K., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature* 434, 1008-1011.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006a. Tectonics from topography; procedures, promise, and pitfalls. *Special Paper - Geological Society of America* 398, 55-74.

Wobus, C.W., Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006b. Hanging valleys in fluvial systems; controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 111.

Yanites, B.J., Tucker, G.E., 2010. Controls and limits on bedrock channel geometry. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115, F04019.

ANEXOS

CAPÍTULO 1

Cortes transversales de los modelos

ExperimentoA1.....	143
ExperimentoA2.....	144
ExperimentoA3.....	145
ExperimentoA4.....	146
ExperimentoA5.....	147
ExperimentoA6.....	148
ExperimentoB1.....	149
ExperimentoB2.....	150

Experimento A1

Shortening rate: 4 cm/h

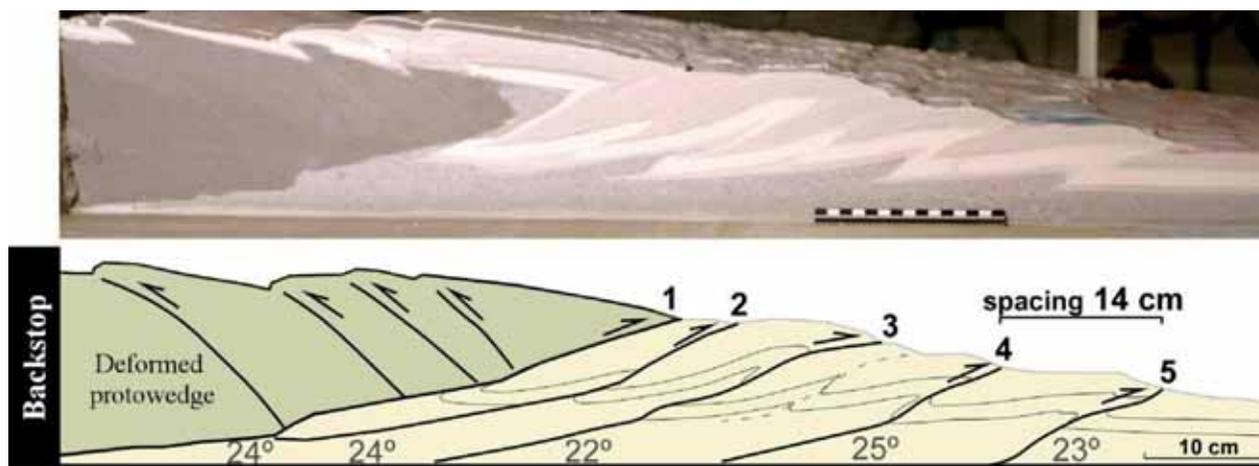
Total shortening: 60 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 9 mm/h

Total time: 15 h

Wedge length: 90 cm



Experimento A2

Shortening rate: 8 cm/h

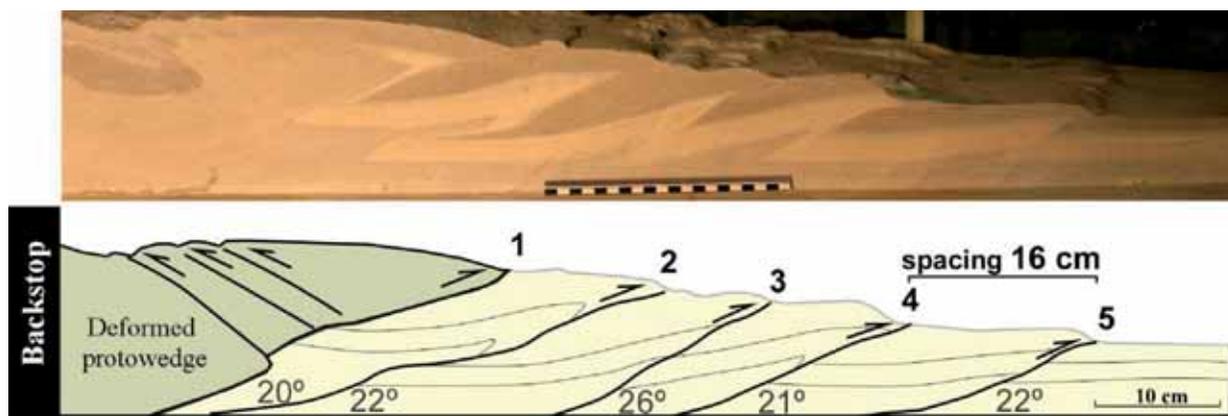
Total shortening: 60 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 9 mm/h

Total time: 7 h 30 min

Wedge length: 83 cm



Experimento A3

Shortening rate: 9 cm/h

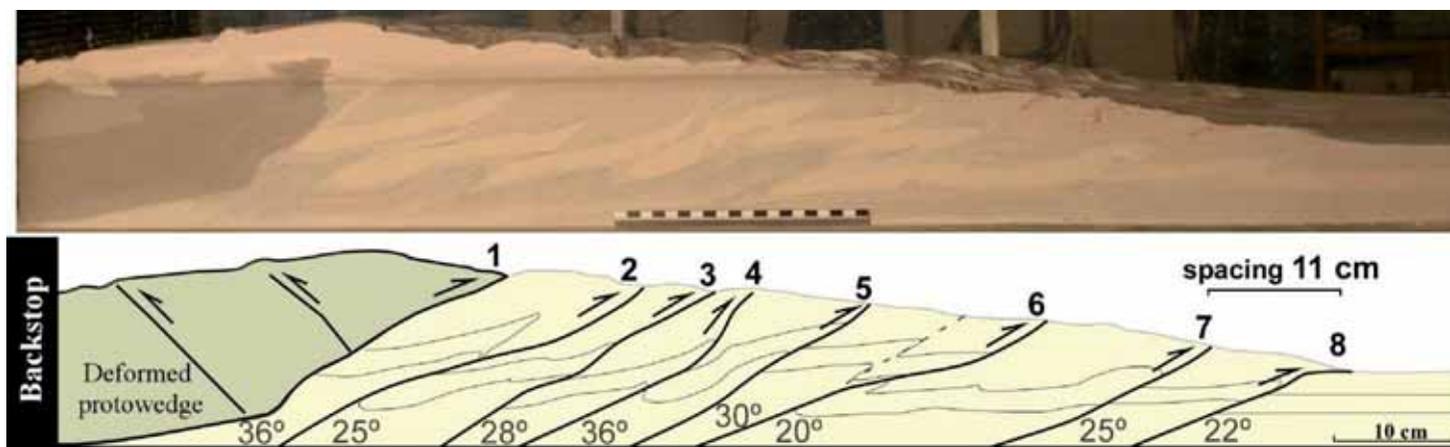
Total shortening: 91 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 9 mm/h

Total time: 10 h

Wedge length: 100 cm



Experimento A4

Shortening rate: 20 cm/h

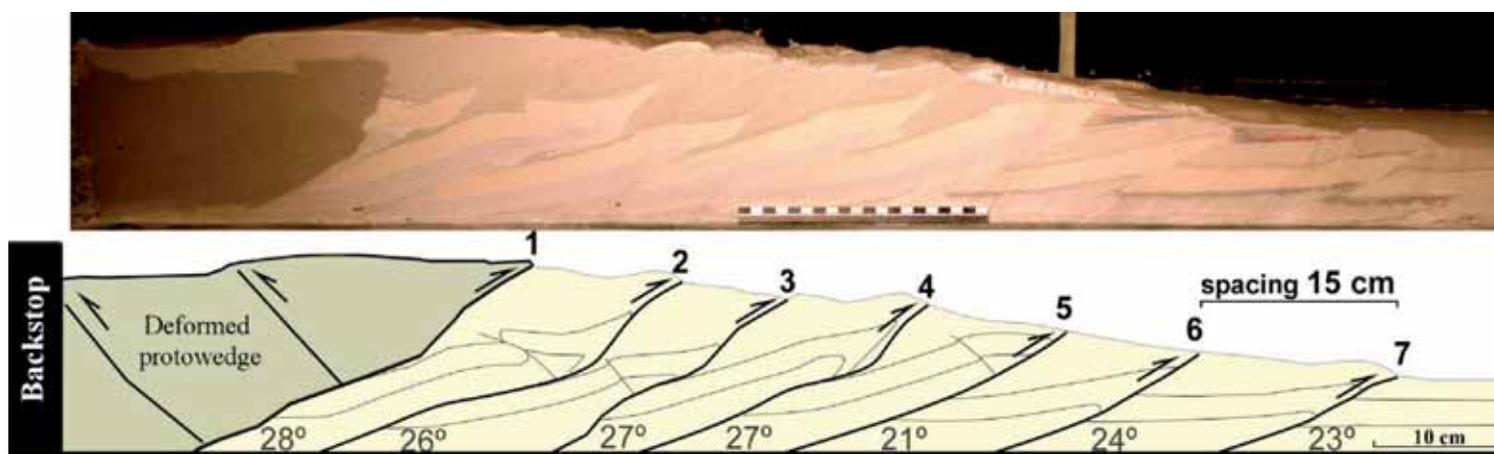
Total shortening: 94 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 9 mm/h

Total time: 5 h

Wedge length: 102 cm



Experimento A6

Shortening rate: 100 cm/h

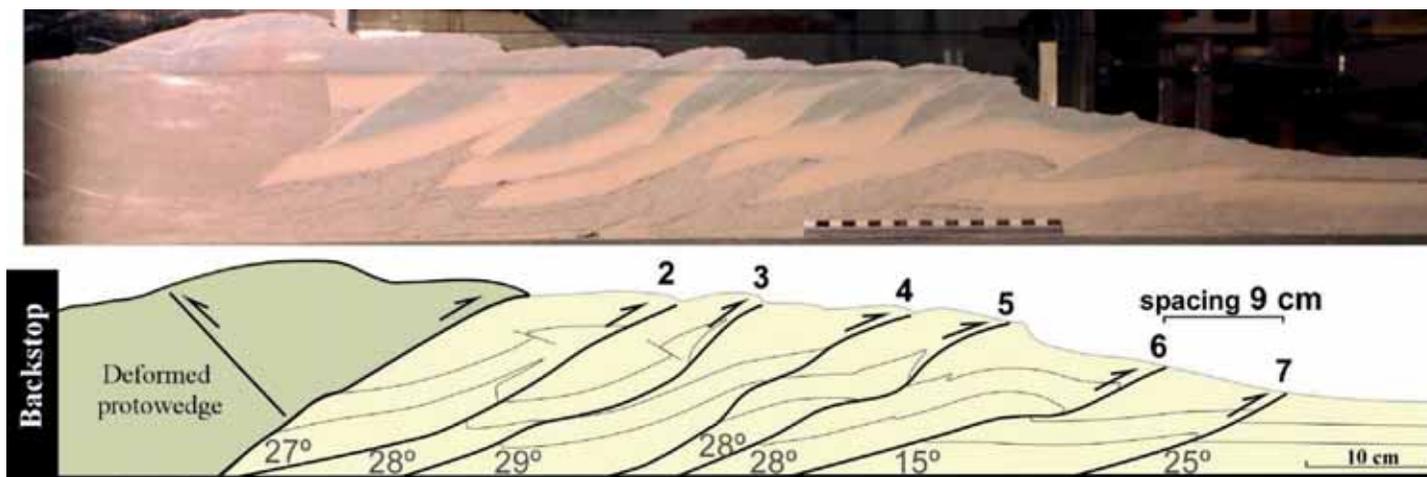
Total shortening: 95 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 9 mm/h

Total time: 15 h

Wedge length: 100 cm



Experimento B1

Shortening rate: 8 cm/h

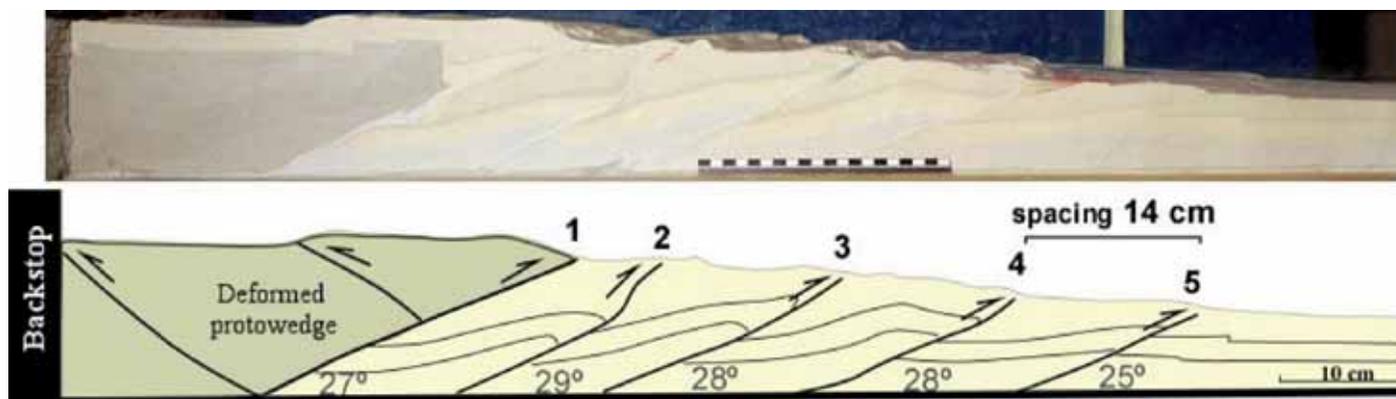
Total shortening: 55 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 18 mm/h

Total time: 7 h

Wedge length: 90 cm



Experimento B2

Shortening rate: 18 cm/h

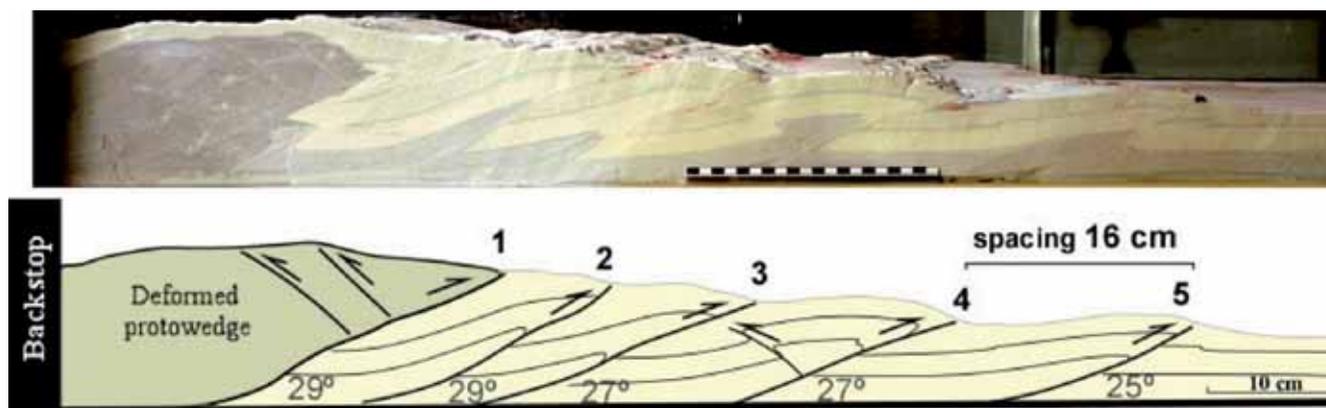
Total shortening: 57 cm

Initial thickness: 5.5 cm

Rainfall rate: 18 mm/h

Total time: 3 h 50 min

Wedge length: 90 cm



Tablas de los parámetros presentados en el capítulo 1

Shortening rate: 4cm/h Rainfall rate: 9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE		Δt (min)	KNICKPOINT WAVE		NORMALIZED STEEPNESS			RELATIVE UPLIFT (mm/min)	
		AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)		CELERITY (C) (mm/min)	σ	INDEX (KSN)	σ	WIDTH (W) (mm)		
3	1	71000	140.50	100	1.41	0.01	21.56	6.92	5.40	0.28	0.11
3	2	37800	49.30	100	0.49	0.01	19.41	8.03	4.20	1.14	0.09
3	3	6260	47.80	100	0.48	0.01	15.78	5.58	4.10	0.42	0.14
3	4	68064	78.60	100	0.79	0.01	19.16	8.54	4.85	1.06	0.10
3	5	41432	71.90	100	0.72	0.01	16.77	5.17	4.65	0.21	0.12
3	6	33176	103.00	100	1.03	0.01	18.94	5.34	4.60	0.14	0.09
3	7	45604	135.00	100	1.35	0.01	13.45	7.01	7.25	0.78	0.10
4	1	198792	55.31	34	1.63	0.01	-	-	-	-	-
4	1	211116	84.70	60	1.41	0.01	17.65	9.12	8.90	2.10	0.10
4	2	11016	30.60	34	0.90	0.01	-	-	-	-	-
4	2	24580	-	-	-	-	10.02	3.37	4.90	0.99	0.08
4	3	5932	45.20	124	0.36	0.01	13.12	5.20	4.45	0.64	0.12
5	2	11224	-	-	-	-	10.06	6.32	3.97	0.25	0.03
5	3	112732	31.30	30	1.04	0.01	23.62	11.97	7.43	2.04	0.03
5	4	32384	44.14	41	1.08	0.01	-	-	-	-	-
5	4	44988	21.60	23	0.94	0.01	-	-	-	-	-
5	4	38380	-	-	-	-	12.82	6.80	6.73	1.01	0.11
5	5	40068	51.31	41	1.25	0.01	15.14	7.86	4.60	0.42	0.09
5	5	26492	14.66	23	0.64	0.01	-	-	-	-	-
5	8	15096	-	-	-	-	11.90	4.24	4.95	0.64	0.09

Shortening rate:8cm/h Rainfall rate: 9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE		Δt (min)	KNICKPOINT	σ	NORMALIZED		WIDTH (W) (mm)	σ	RELATIVE UPLIFT (mm/min)
		AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)		WAVE CELERITY (C) (mm/min)		STEEPNESS INDEX (KSN)	σ			
3	1	41544	56.80	31.00	1.83226	0.10	-	-	-	-	0.11
3	1	40316	-	-	-	-	13.87	6.80836	4.2	0.42426	0.11
3	2	14056	36.50	31.00	1.17742	0.10	-	-	-	-	0.19
3	2	13908	23.80	19.00	1.25263	0.10	12.89	1.42937	4.1	0.14142	0.19
3	3	51632	42.80	31.00	1.38	0.10	-	-	-	-	0.19
3	3	47112	-	-	-	-	17.70	5.30434	4	0.6	0.19
3	4	100000	115.60	31.00	3.72903	0.10	19.16	10.72904	6.5	1.41421	0.13
4	1	65200	90.80	25.00	3.632	0.10	17.20	3.26712	6.05	1.06066	0.18
4	2	48944	65.11	25.00	2.6044	0.10	16.15	4.87985	5.2	0.45826	0.14
4	3	82708	81.00	25.00	3.24	0.10	19.98	11.85479	4.06667	0.40415	0.16

Shortening rate:
9cm/h

Rainfall rate:
9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)	Δt (min)	KNICKPOINT WAVE CELERITY (C) (mm/min)	σ	NORMALIZED STEEPNESS INDEX (KSN)	σ	WIDTH (W) (mm)	σ	RELATIVE UPLIFT (mm/min)
2	1	51648	82.20	25.00	3.288	0.10	-	-	-	-	0.20
2	1	66052	-	-	-	-	9.31	3.60735	4.63333	0.83267	0.20
3	1	109228	42.20	15.00	2.81333	0.10	-	-	-	-	0.21
3	1	91384					23.28	5.15602	4	1.17898	0.21
3	2	24252	38.40	15.00	2.6	0.10	-	-	-	-	0.20
3	2	21080	-	-	-	-	14.52	2.29952	3.5	0.56569	0.20
3	2	22568	25.00	20.00	1.25	0.10	-	-	-	-	0.20
4	1	102424	50.00	12.00	4.16667	0.10	-	-	-	-	0.18
4	1	105724	-	-	-	-	18.21	5.68605	4.66667	1.15036	0.18
4	2	49752	53.30	12.00	4.44167	0.10	-	-	-	-	0.20
4	2	56904	-	-	-	-	14.60	1.62678	3.56667	0.77675	0.20

Shortening rate:
20cm/h

Rainfall rate: 9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE		Δt (min)	KNICKPOINT	σ	NORMALIZED	σ	WIDTH	σ	RELATIVE
		AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)		WAVE CELERITY (C) (mm/min)		STEEPNESS INDEX (KSN)		(W) (mm)		UPLIFT (mm/min)
2	1	57168	73.45	15.00	4.89667	0.10	21.82	5.69973	3.03333	0.40415	0.49
2	2	55084	88.80	15.00	5.92	0.10	16.55	9.84294	2.43333	0.41633	0.58
3	1	148756	77.60	10.00	7.76	0.10	-	-	-	-	0.40
4	1	63704	110.37	15.00	7.358	0.10	18.24	8.48999	3.9	0.56569	0.33
4	2	103724	125.68	15.00	8.37867	0.10	19.80	9.41119	4.16667	0.32146	0.33
5	1	244528	74.80	8.00	9.35	0.10	32.10	12.11843	4.6	0.28284	0.40

Shortening rate:
50cm/h

Rainfall rate: 9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)	Δt (min)	KNICKPOINT WAVE CELERITY (C) (mm/min)	σ	NORMALIZED STEEPNESS INDEX (KSN)	σ	WIDTH (W) (mm)	σ	RELATIVE UPLIFT (mm/min)
2	1	90004	59.80	5.00	11.96	0.20	-	-	-	-	-
2	1	124804	-	-	-	-	15.51	8.42275	3.6	0.56569	0.98
3	1	95120	51.40	5.00	10.28	0.20	34.23	16.95308	2.73333	0.41633	1.24
4	1	133404	53.80	5.00	10.76	0.20	37.27	9.50224	3.16667	0.37859	1.06
5	1	163356	51.60	3.00	17.16667	0.20	-	-	-	-	1.25
5	1	122812	62.70	5.00	12.54	0.20	56.52	35.67788	2.83333	0.32146	1.25

Shortening rate:
100cm/h

Rainfall rate: 9mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)	Δt (min)	KNICKPOINT WAVE CELERITY (C) (mm/min)	σ	NORMALIZED STEEPNESS INDEX (KSN)	σ	WIDTH (W) (mm)	σ	RELATIVE UPLIFT (mm/min)
3	1	112096	115.70	8	14.4625	0.20	19.09	7.91118	2.75	0.49497	1.50
5	1	138460	124.20	5.00	24.84	0.20	37.29	18.0204	2.4	0.28284	1.66
5	2	110244	77.20	5.00	15.44	0.20	45.25	16.83882	2.05	0.35355	2.60

Shortening rate: 8cm/h

Rainfall rate: 18mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)	Δt (min)	KNICKPOINT WAVE CELERITY (C) (mm/min)	σ
2	1	16644	42.00	15.00	2.8	0.10
2	1	68772	52.30	10.00	5.23	0.10
3	1	24856	35.80	10.00	3.6	0.10
3	1	36400	31.30	10.00	3.13	0.10
3	2	21996	32.07	10.00	3.2	0.10
3	2	12412	22.11	10.00	2.3	0.10
3	4	66568	55.80	10.00	5.58	0.10
4	2	63056	73.70	15.00	4.91333	0.10

Shortening rate: 18cm/h

Rainfall rate: 18mm/h

UNIT	CHANNEL	DRAINAGE AREA (mm ²)	DISTANCE (mm)	Δt (min)	KNICKPOINT WAVE CELERITY (C) (mm/min)	σ
2	2	108356	111.50	15.00	7.43333	0.10
3	1	118664	90.40	15.00	6.02667	0.10
3	2	42084	83.00	15.00	5.53333	0.10
4	1	99880	63.00	9.00	7	0.10
4	1	99880	66.50	11.00	6.04545	0.10
4	2	217148	70.40	9.00	7.82222	0.10
4	2	217148	92.20	11.00	8.38182	0.10

CAPÍTULO 2

Figura 1 no interpretada del capítulo 2, modelo A2
(Tasa de acortamiento: 8 cm/h y tasa de lluvia: 9 mm/h)

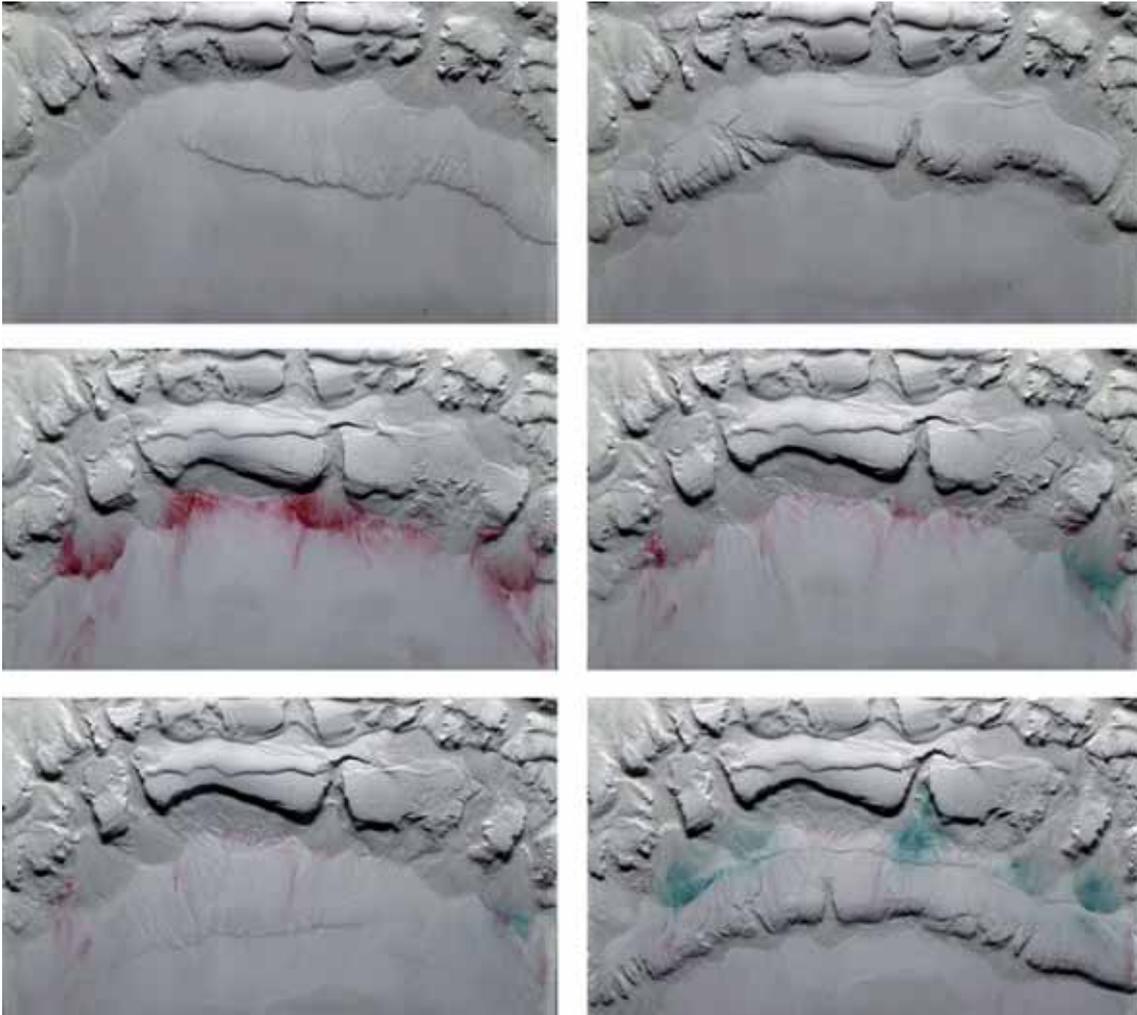


Figura 2 no interpretada del capítulo 2, modelo A3
(Tasa de acortamiento: 9 cm/h y tasa de lluvia: 9 mm/h)

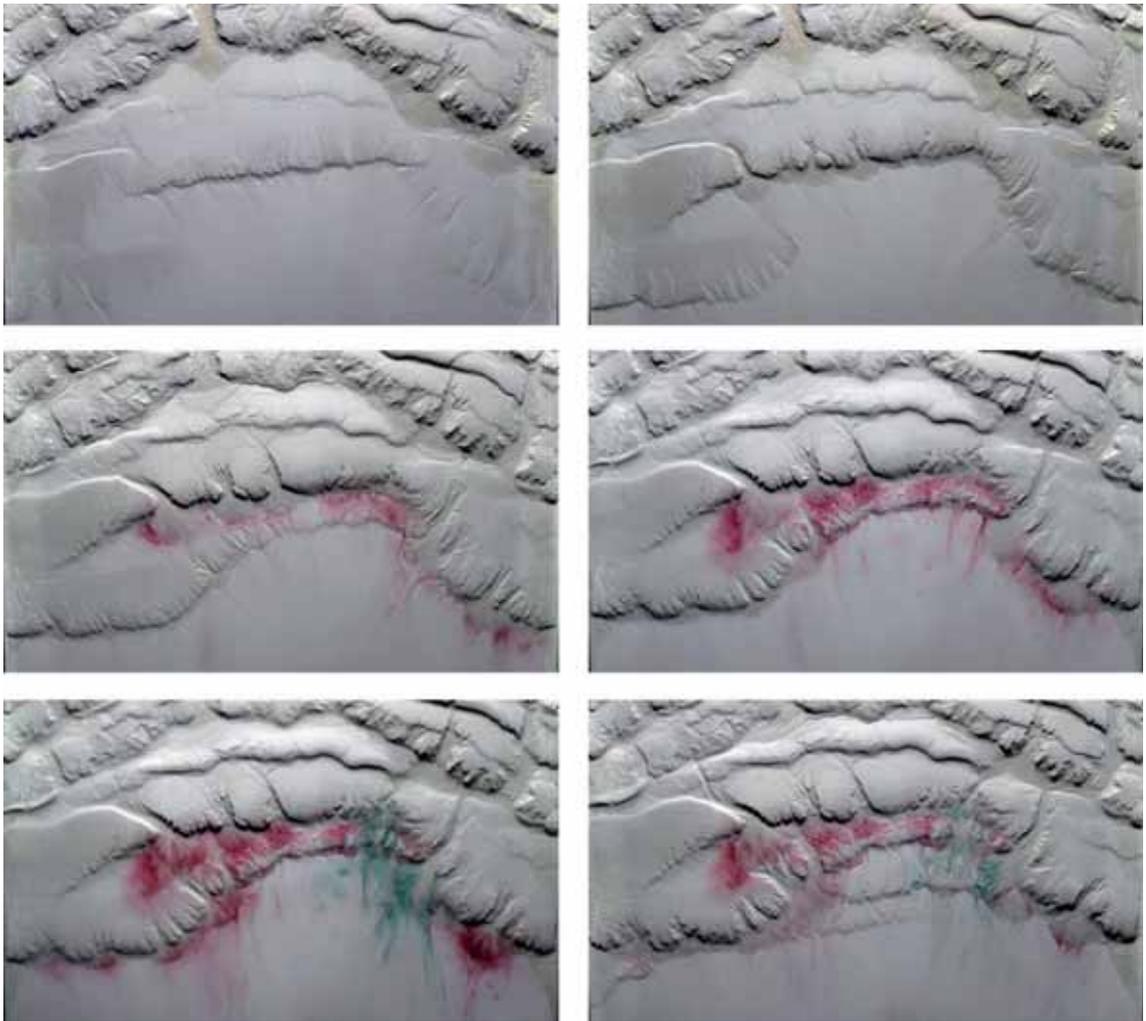
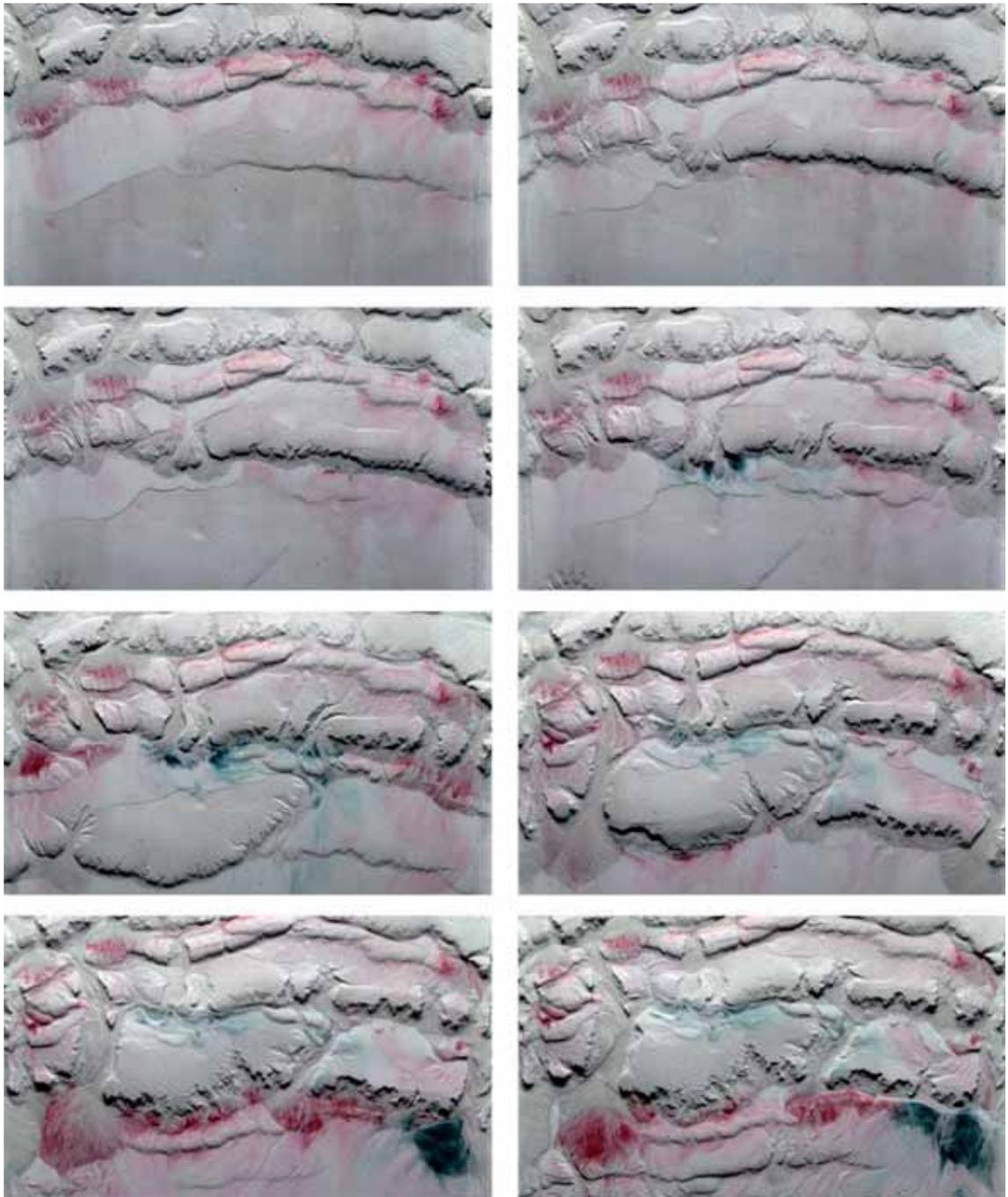
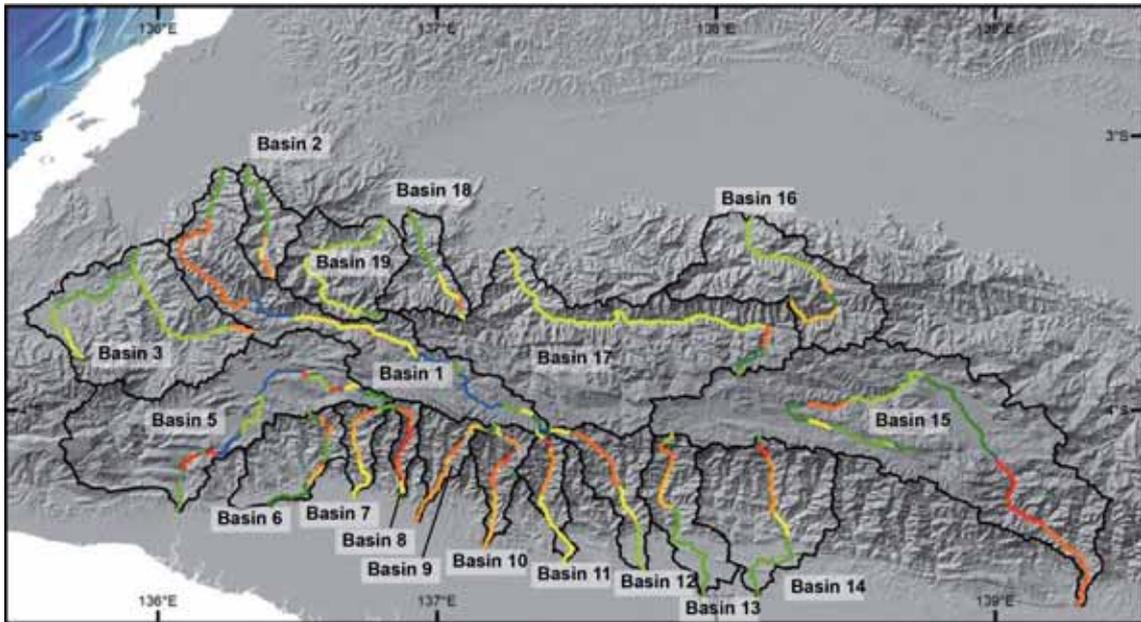


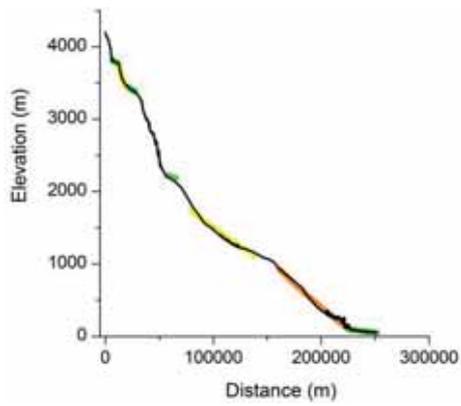
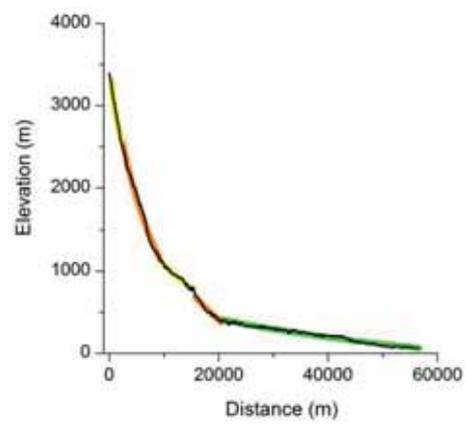
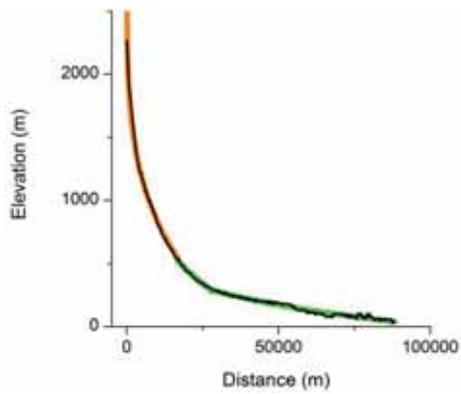
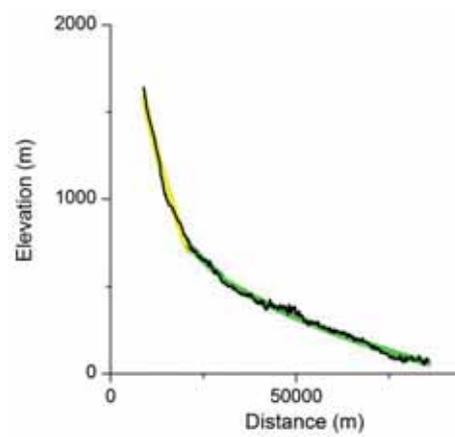
Figura 3 no interpretada del capítulo 2, modelo B1
(Tasa de acortamiento: 8 cm/h y tasa de lluvia: 18 mm/h)



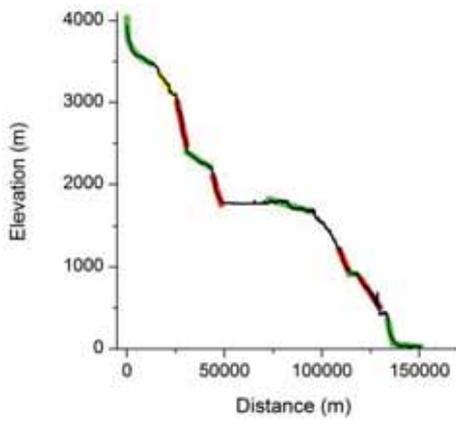
CAPÍTULO 3

Perfiles longitudinales de los ríos y regresiones de los índices de pendiente (ksn)

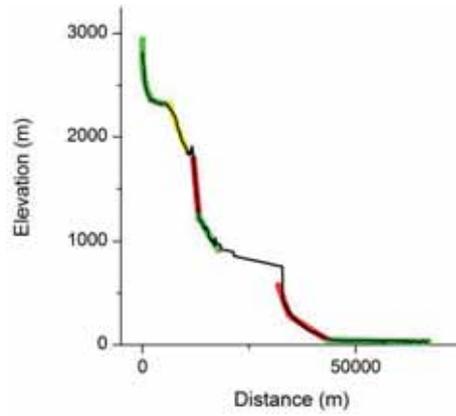
Mapa de los índices de pendiente (ksn) de los principales ríos de cada cuenca. Este índice indica el valor de la pendiente en los perfiles elevación/ χ . Los valores rojos indican más pendiente y los valores verdes, pendientes más suaves.

Basin 1**Basin 2****Basin 3a****Basin 3B**

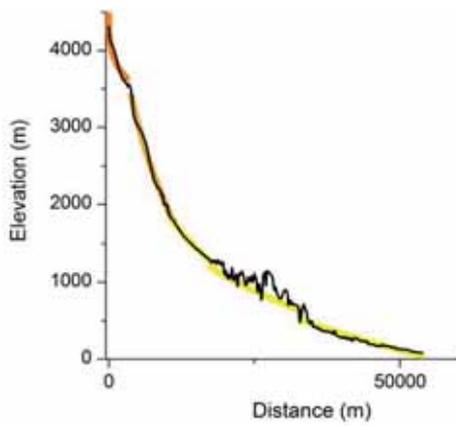
Basin 5



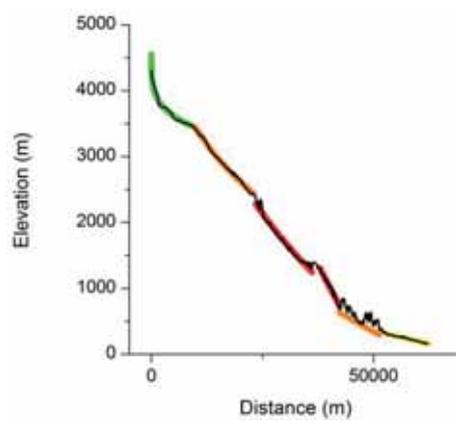
Basin 6



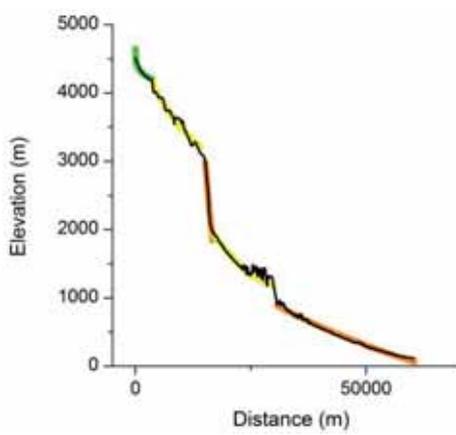
Basin 7



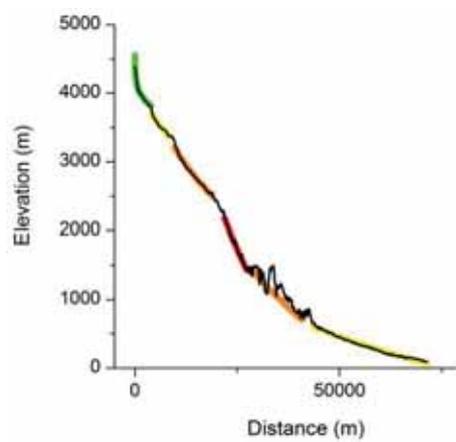
Basin 8



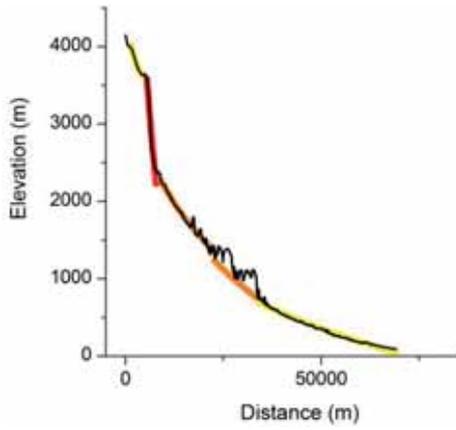
Basin 9



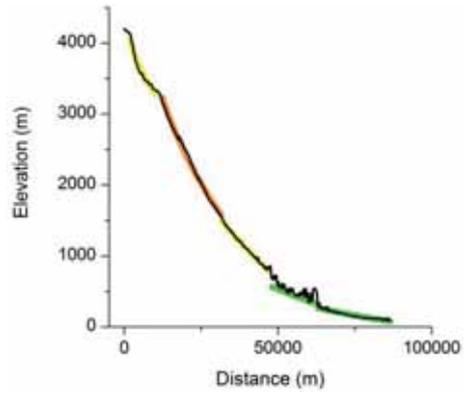
Basin 10



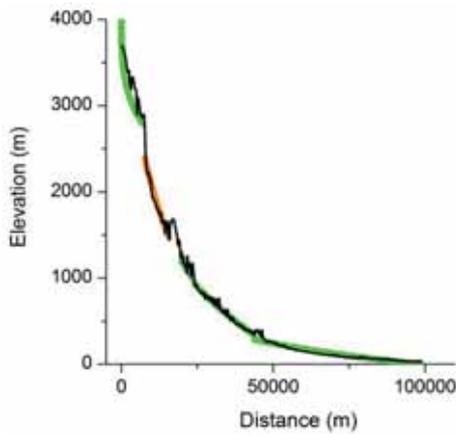
Basin 11



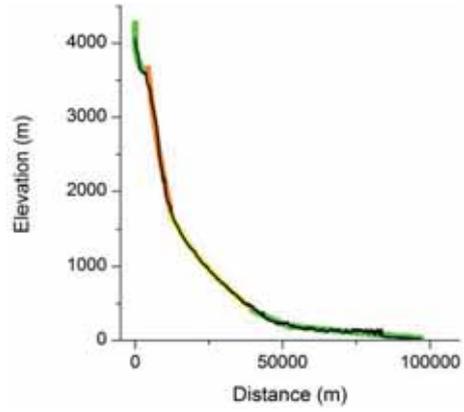
Basin 12



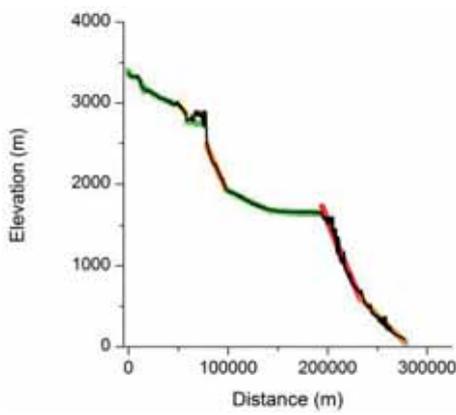
Basin 13



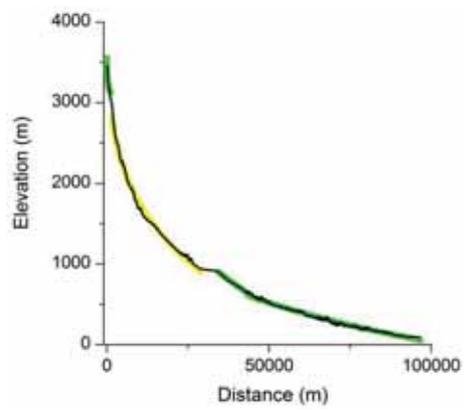
Basin 14

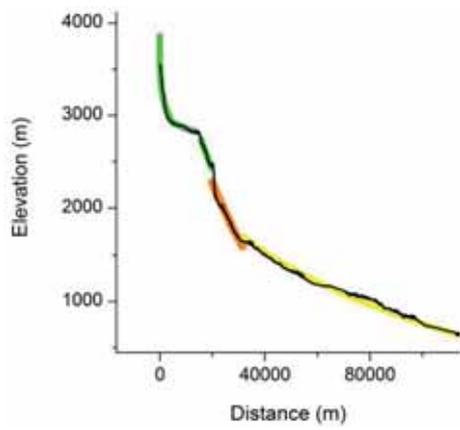
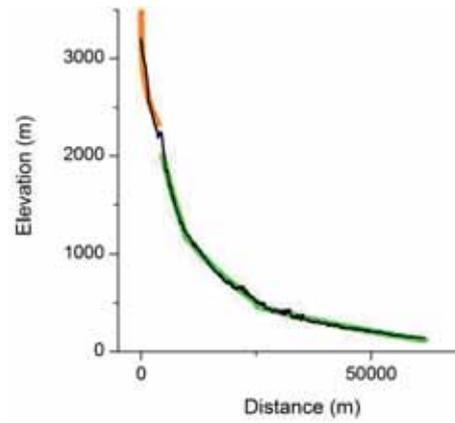
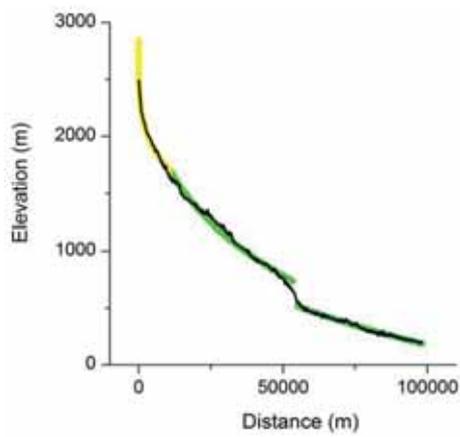


Basin 15

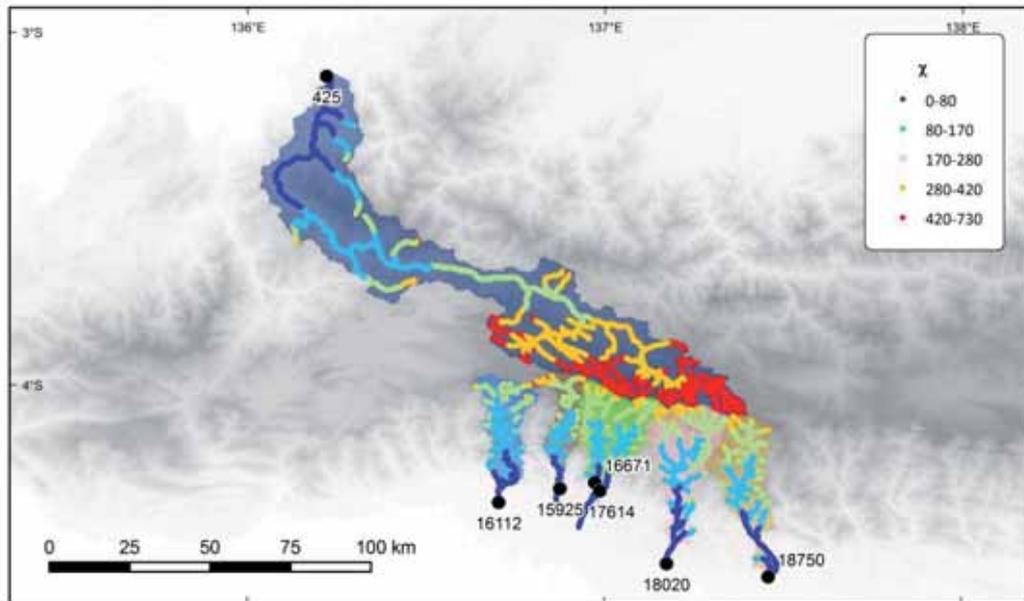


Basin 16

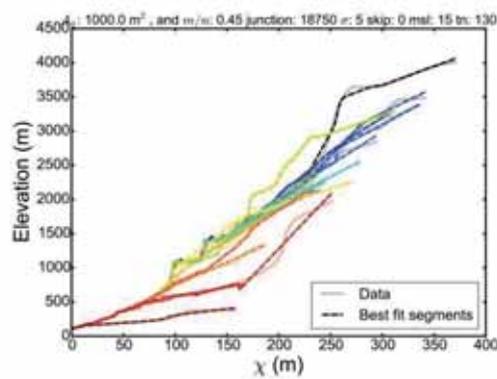
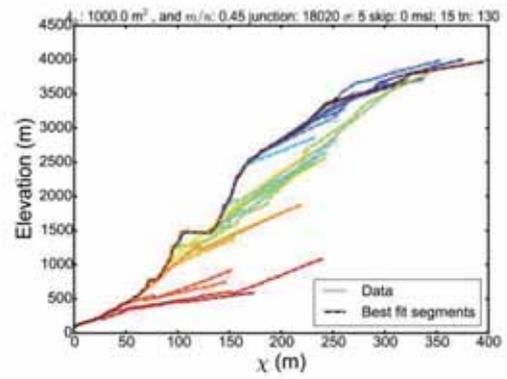
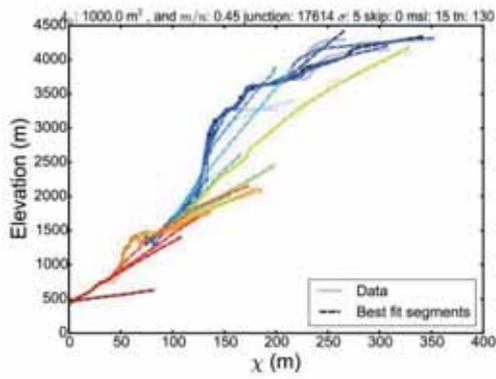
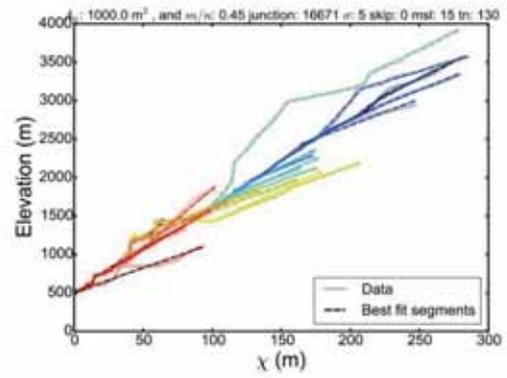
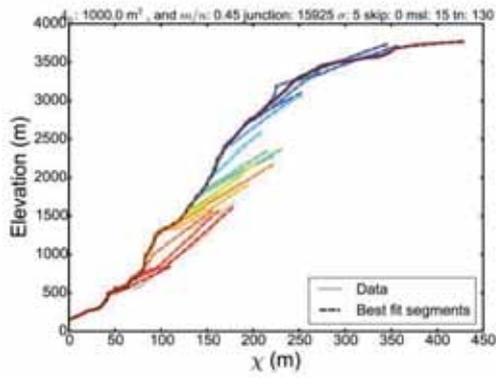
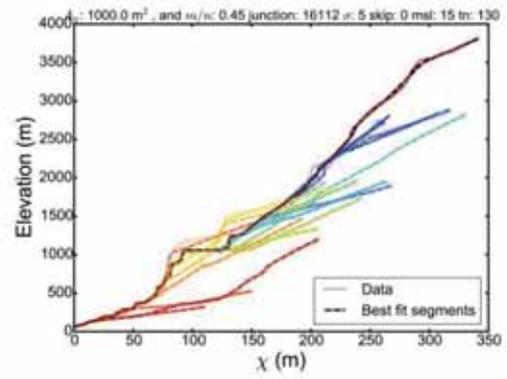
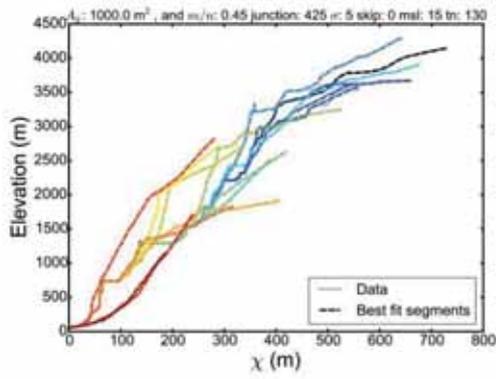


Basin 17**Basin 18****Basin 19**

Localización y nomenclatura de las cuencas utilizada en el cálculo del parámetro χ .

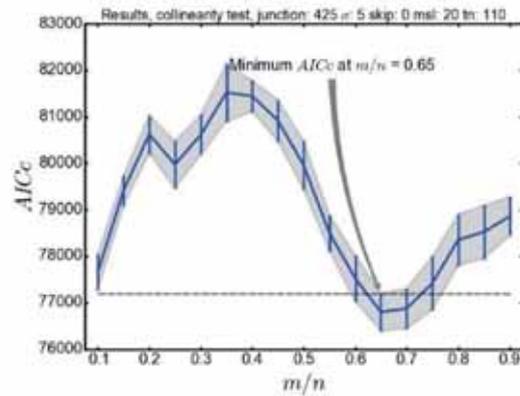
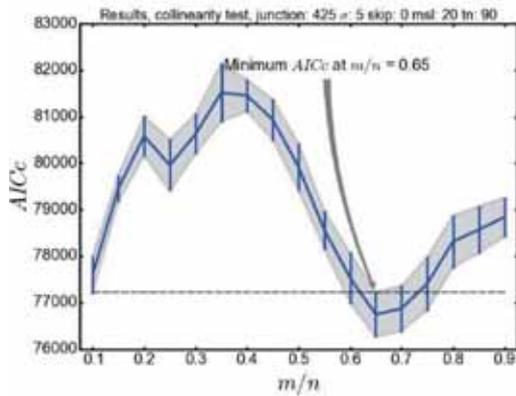
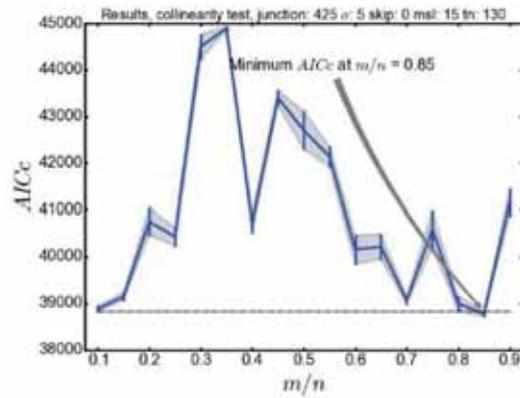
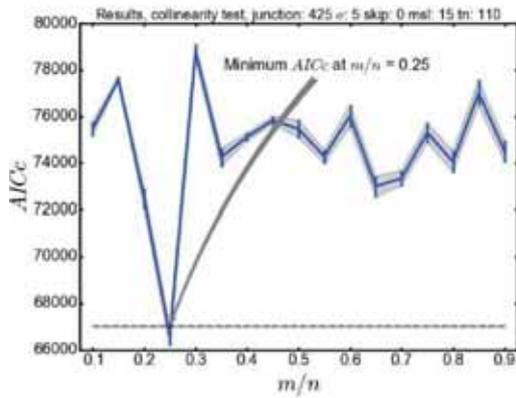
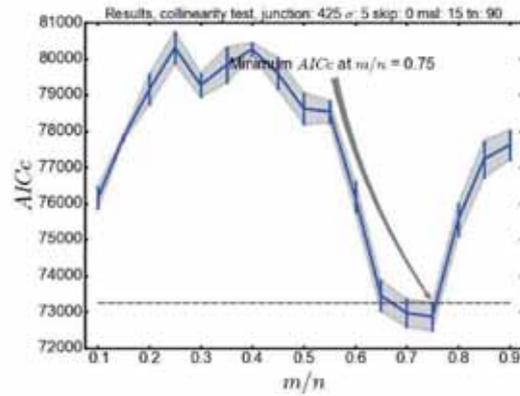
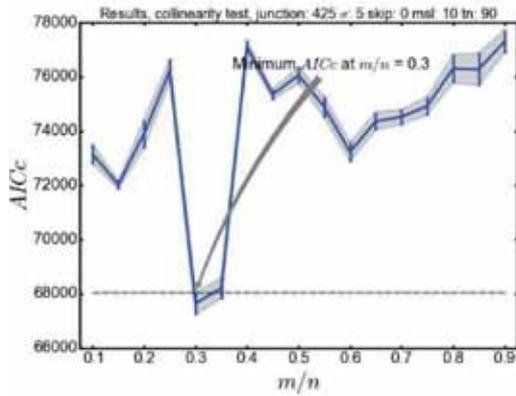


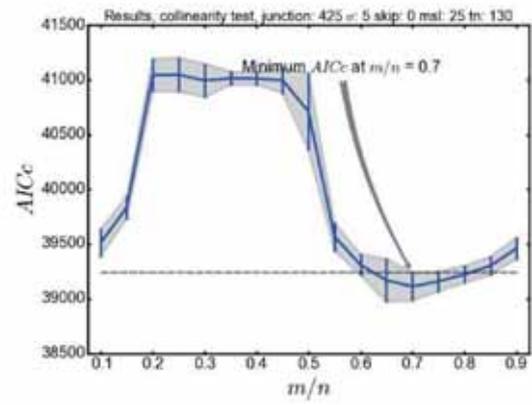
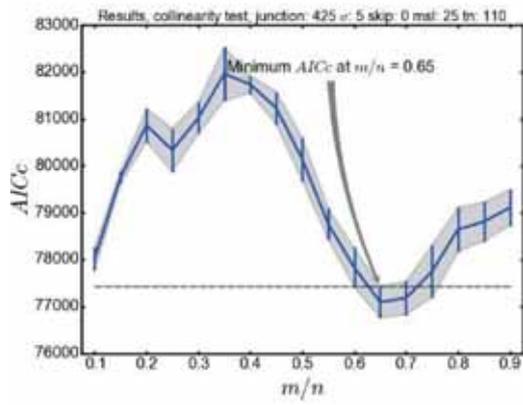
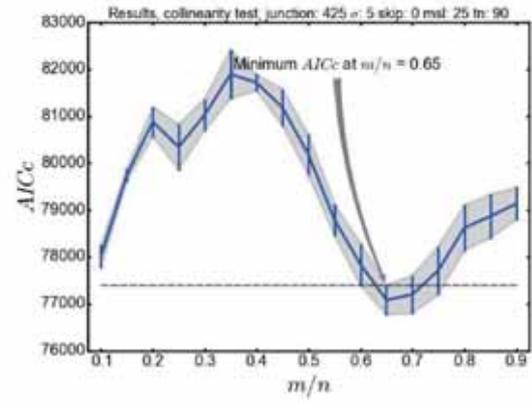
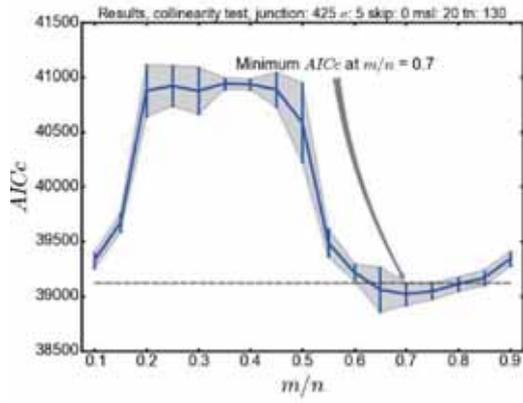
Graficas de elevación/ χ de los ríos principales de cada cuenca y sus afluentes,



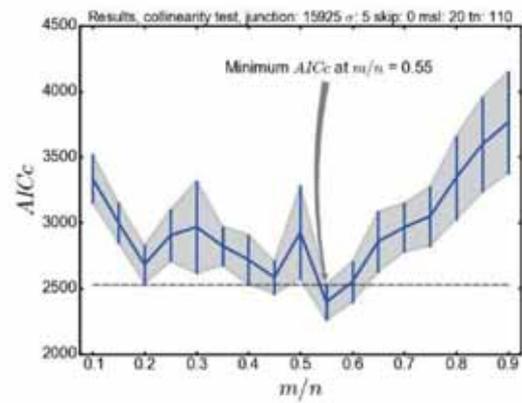
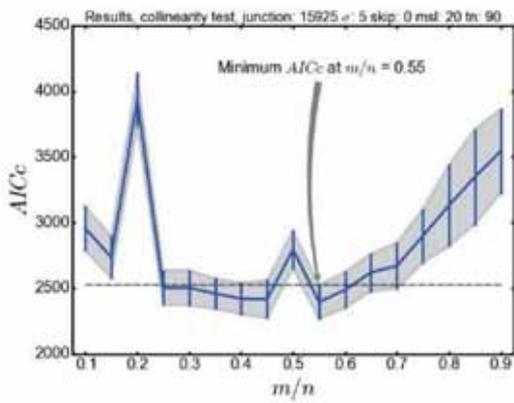
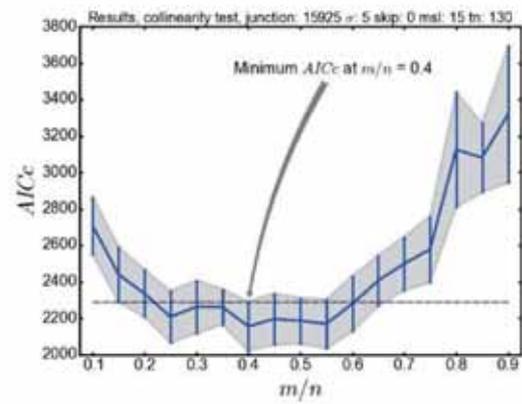
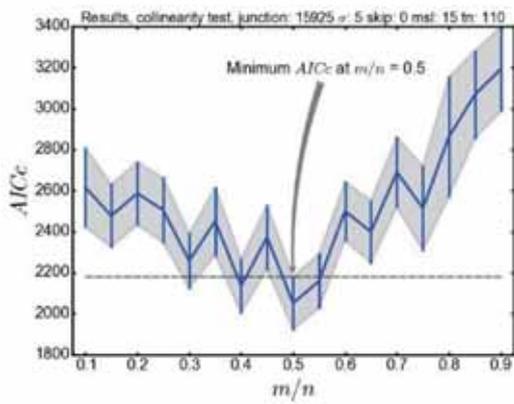
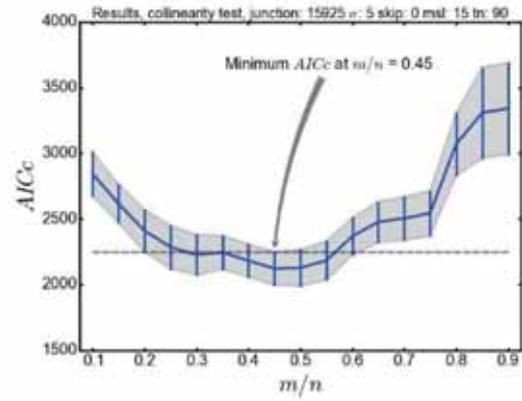
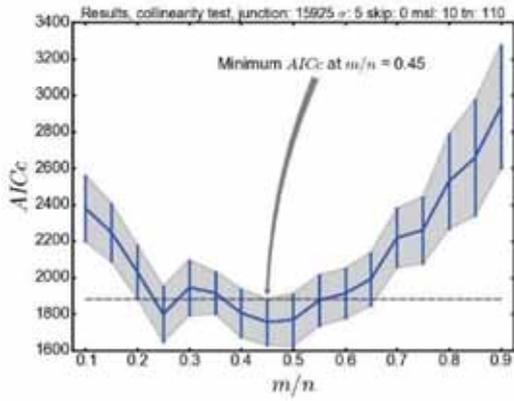
Test de colinearidad de cada cuenca,

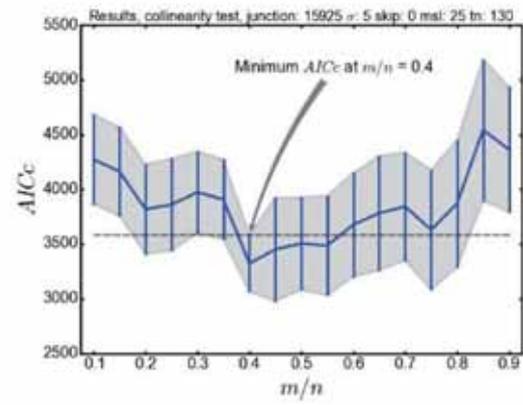
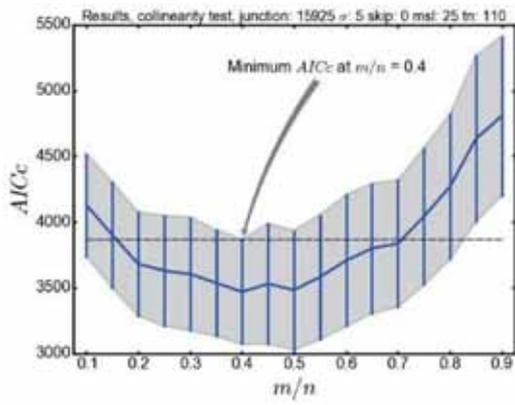
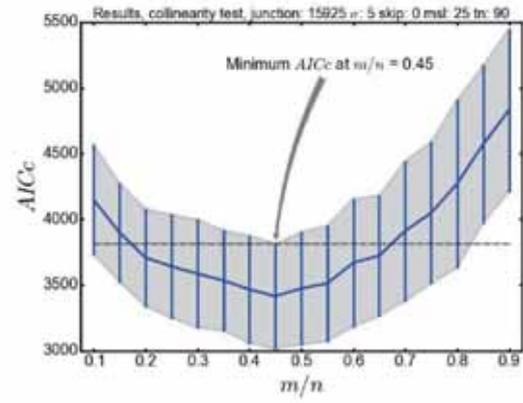
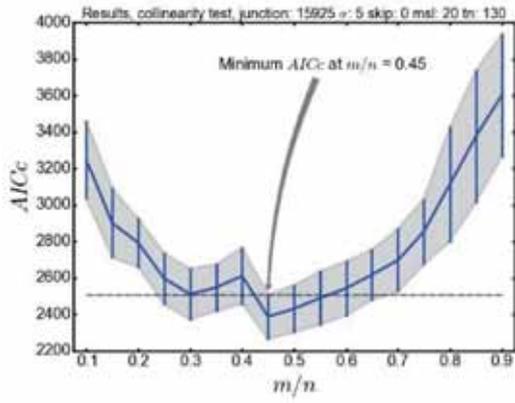
Cuenca 425



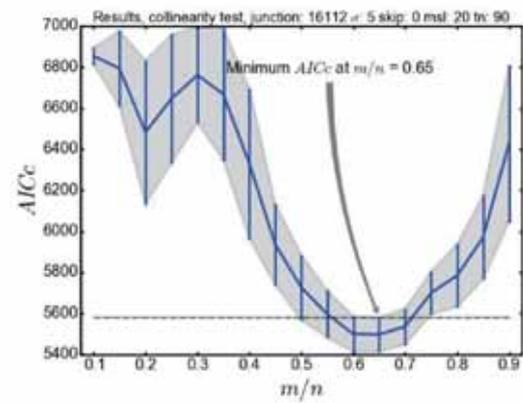
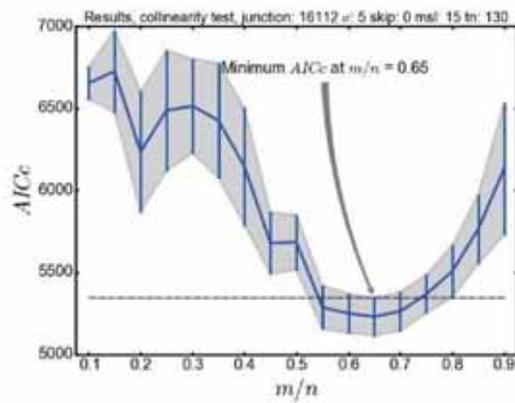
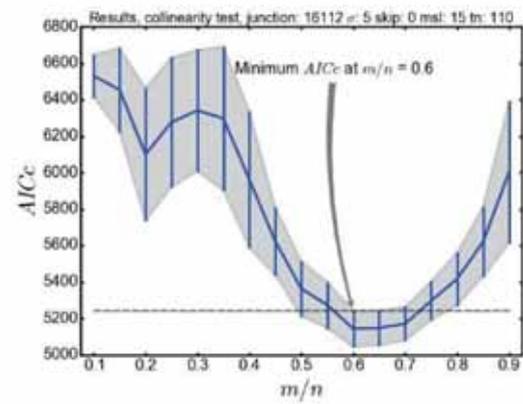
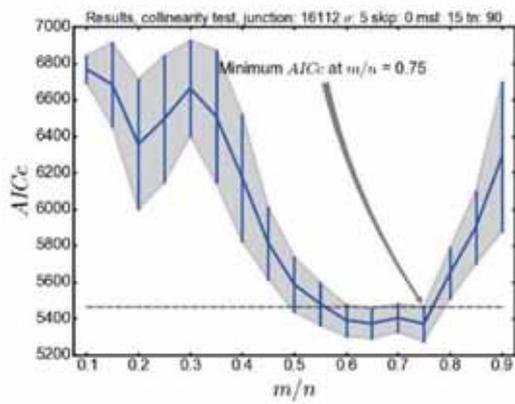
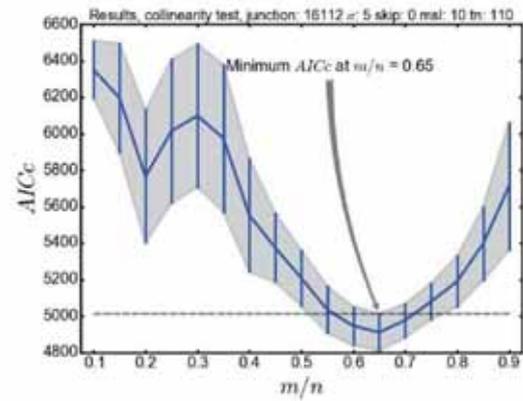
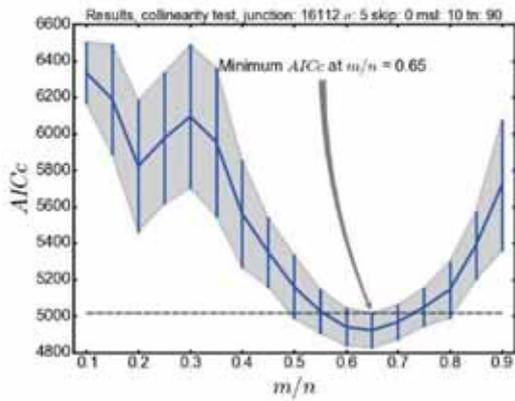


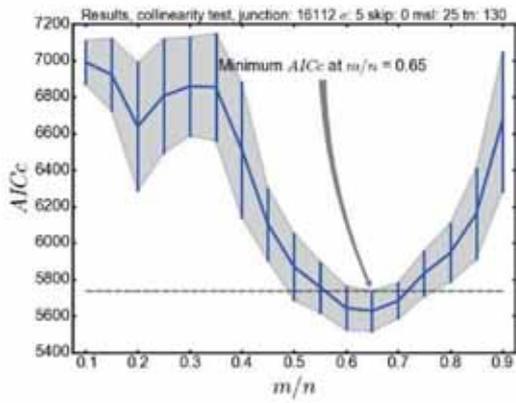
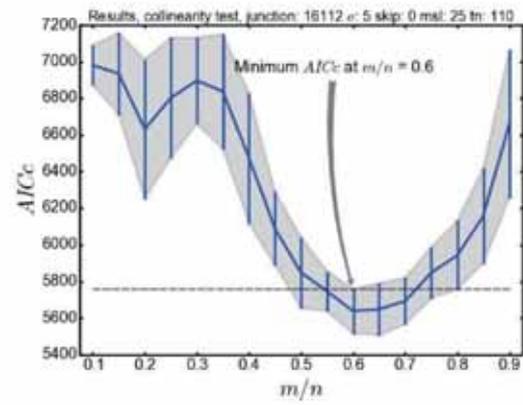
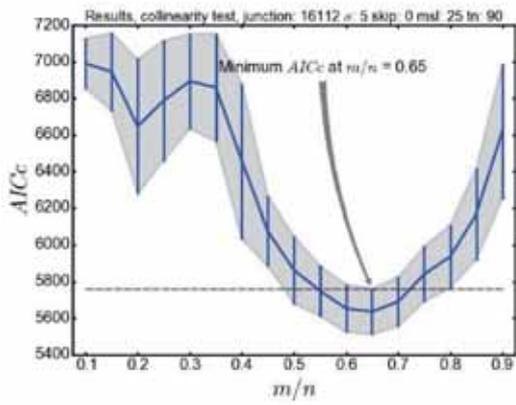
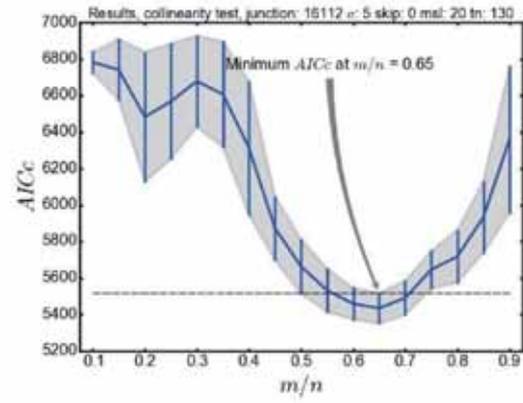
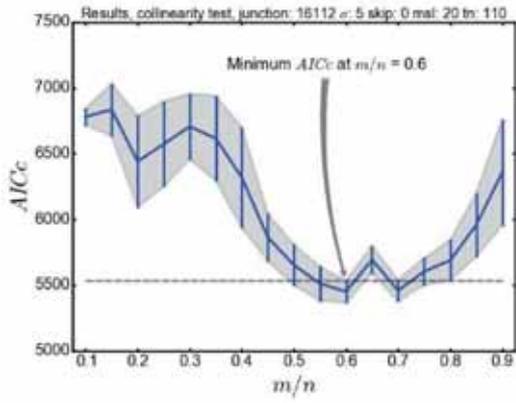
Cuenca 15925



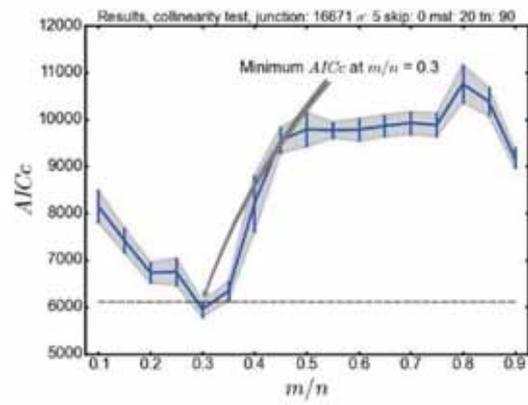
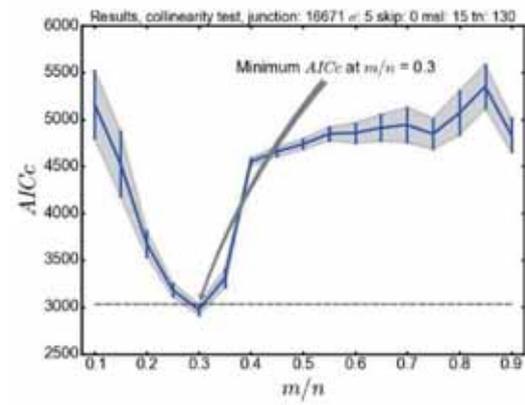
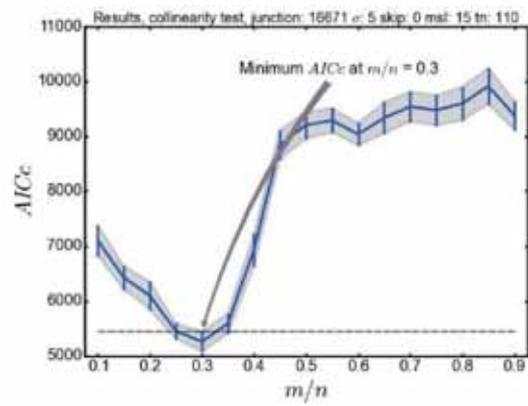
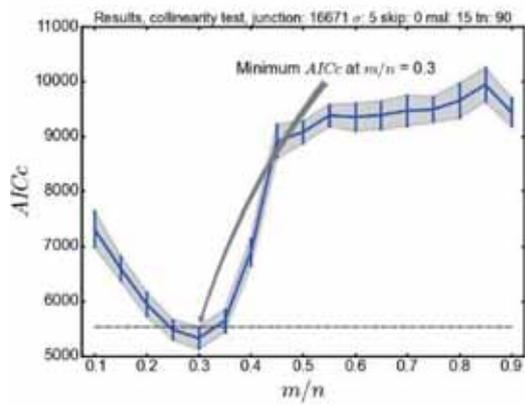
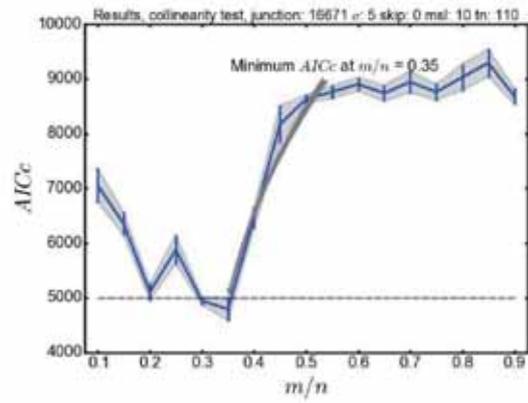
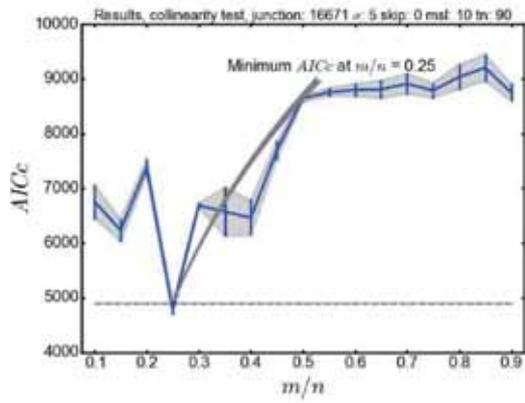


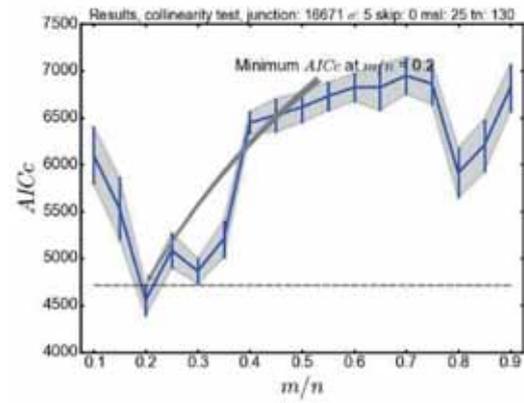
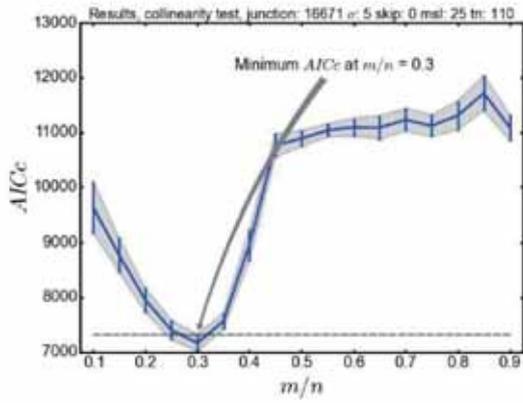
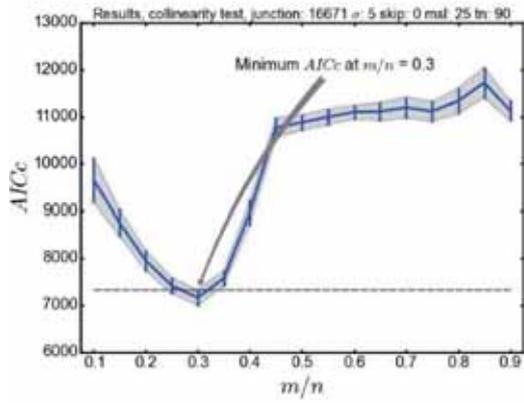
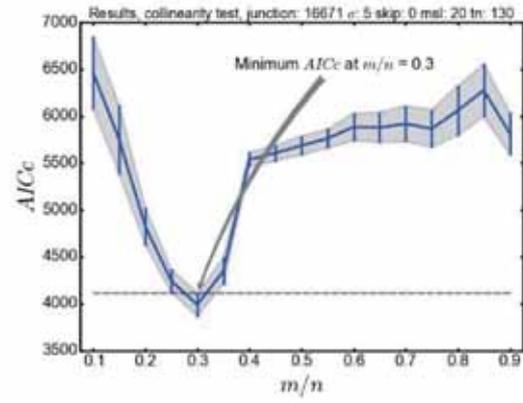
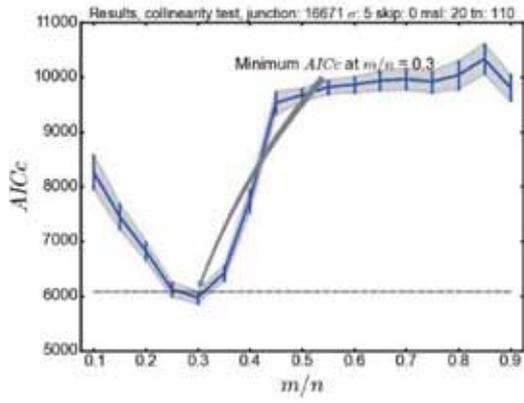
Cuenca 16112



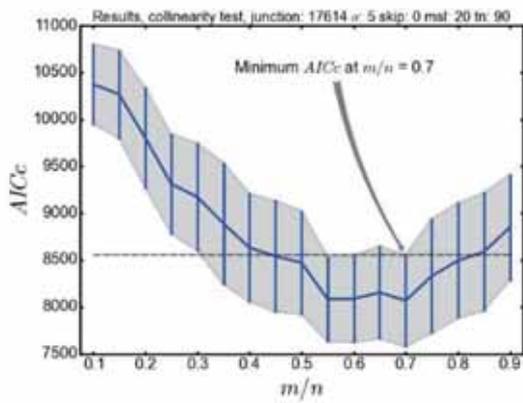
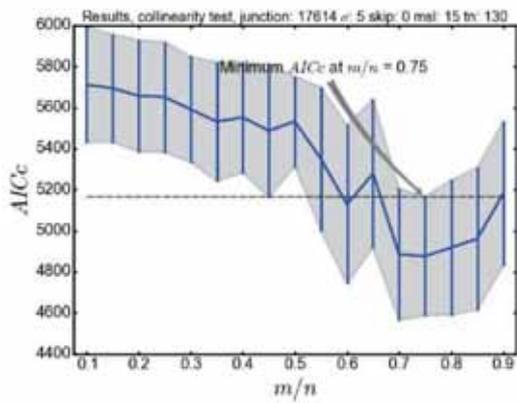
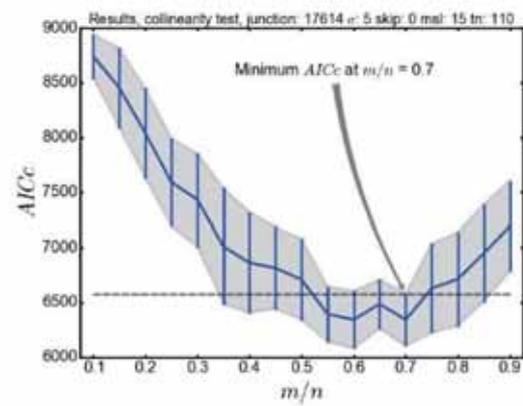
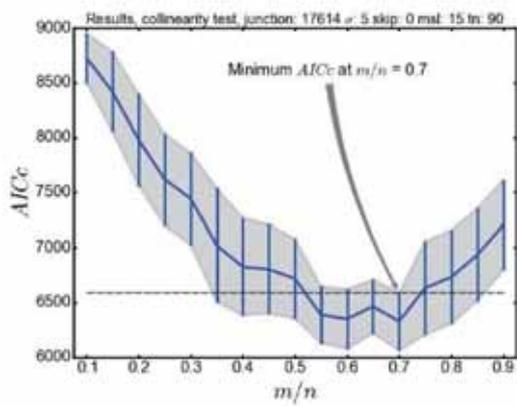
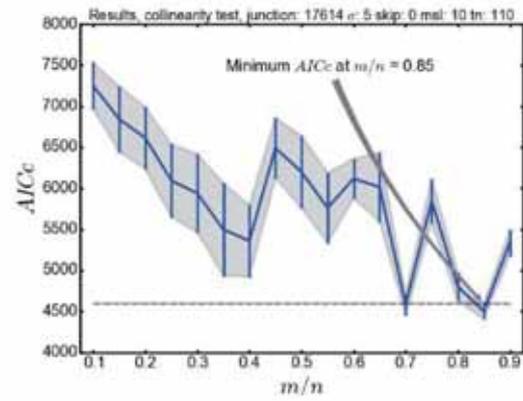
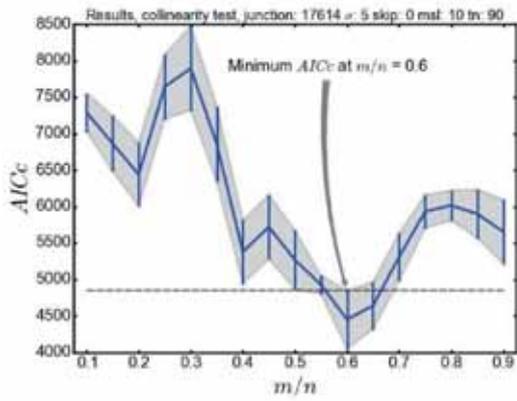


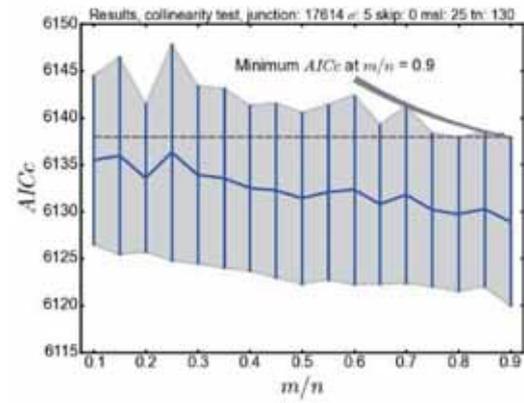
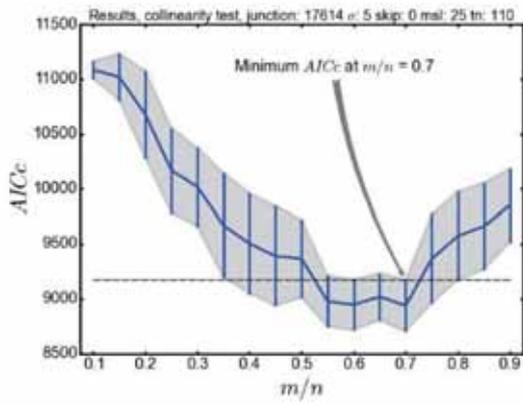
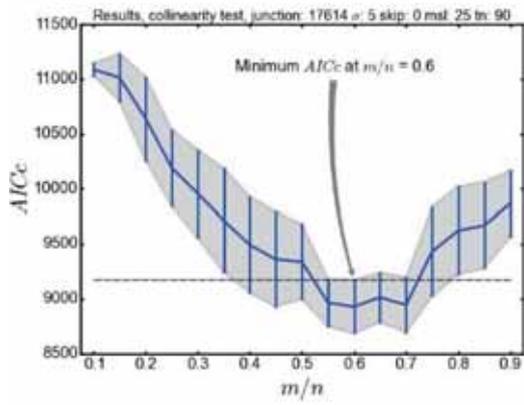
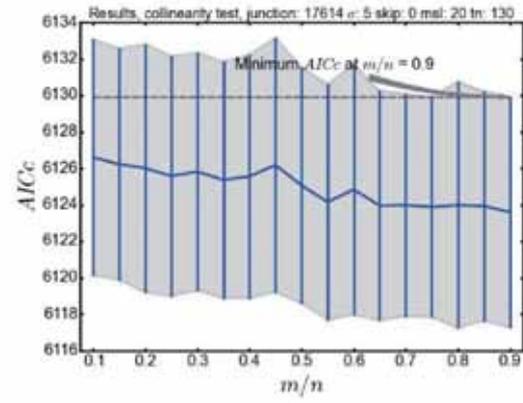
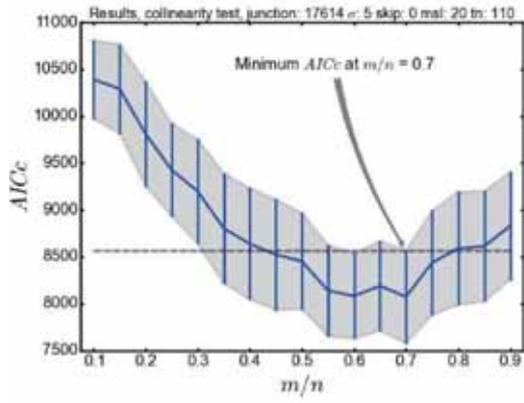
Cuenca 16671



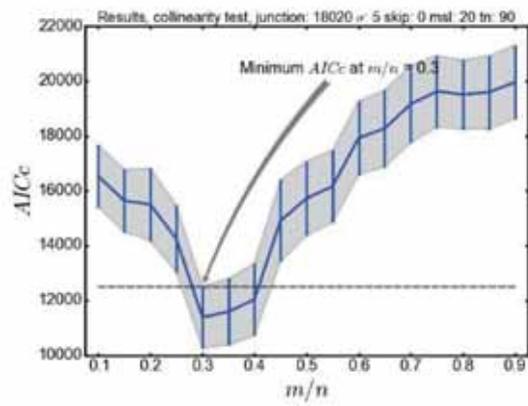
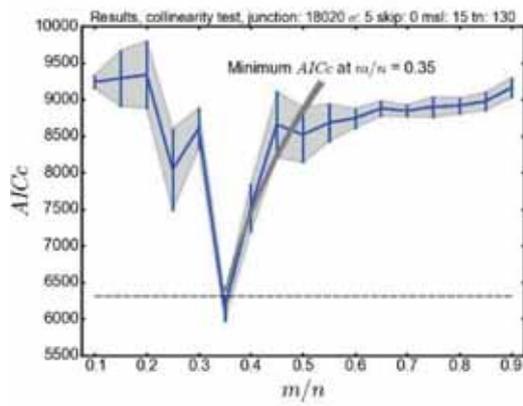
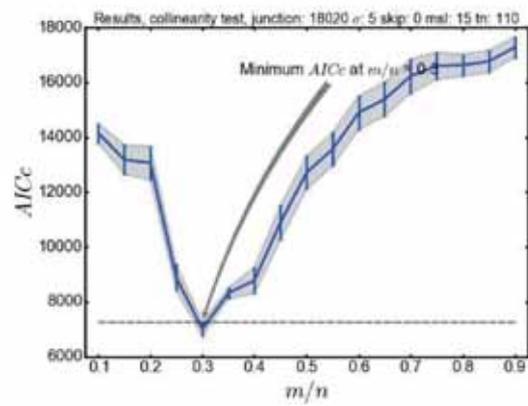
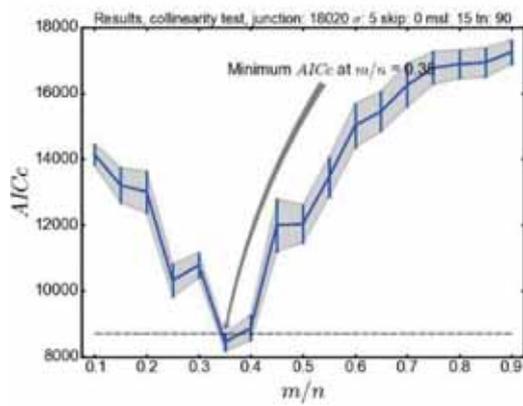
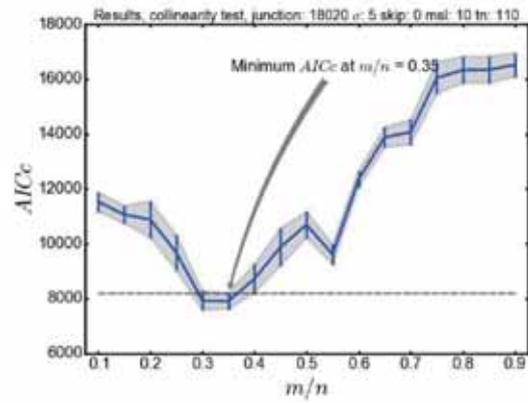
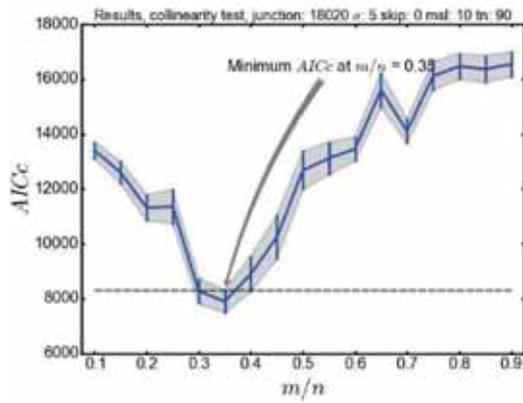


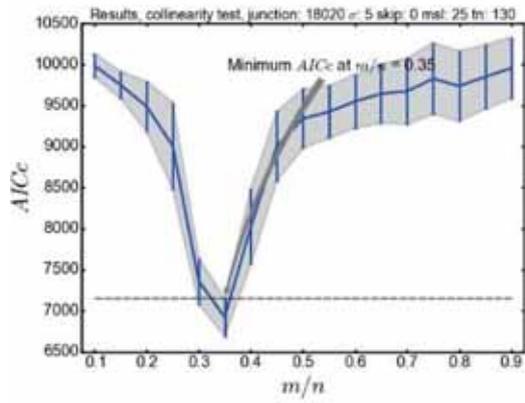
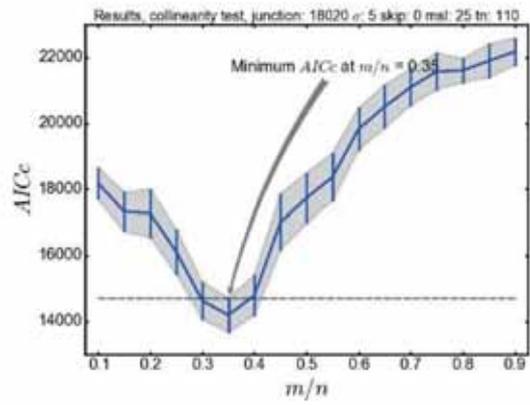
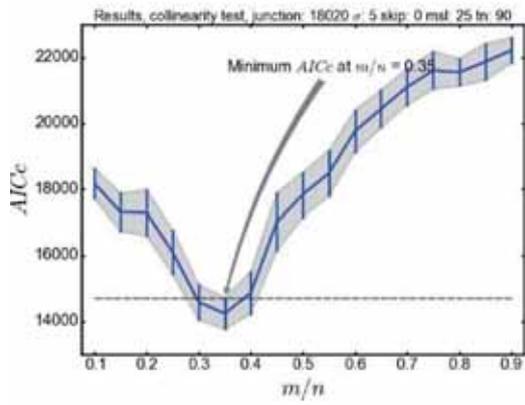
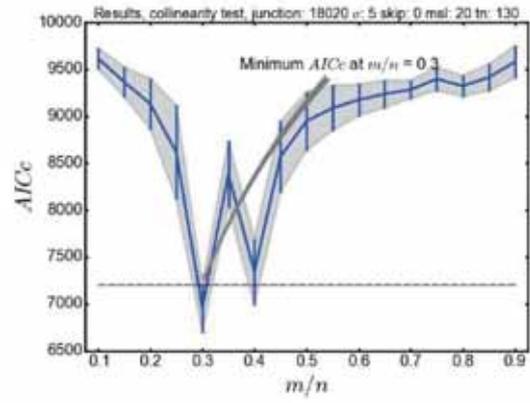
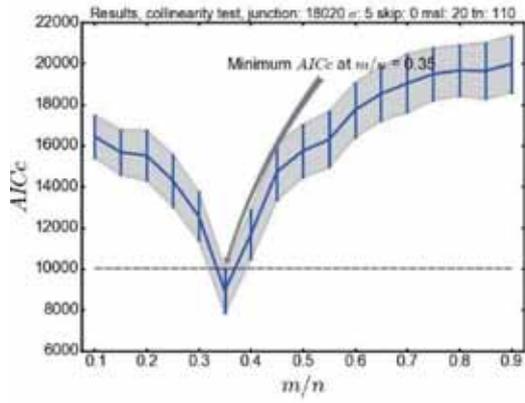
Cuenca 17614



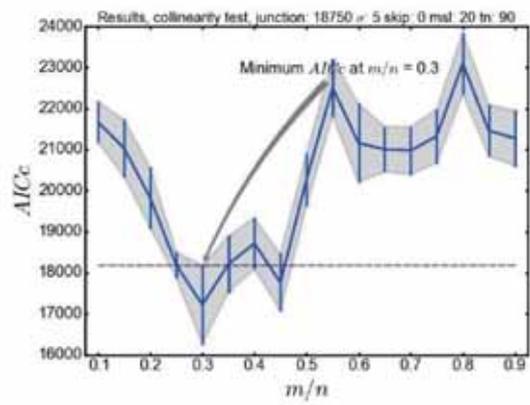
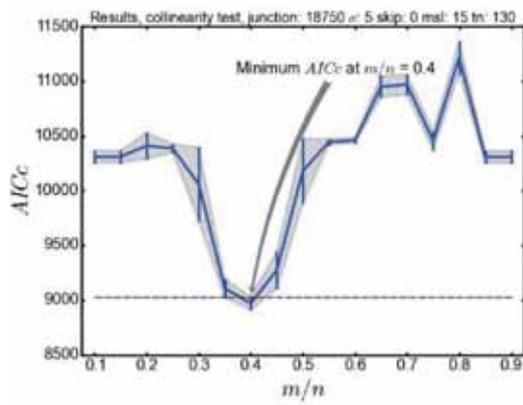
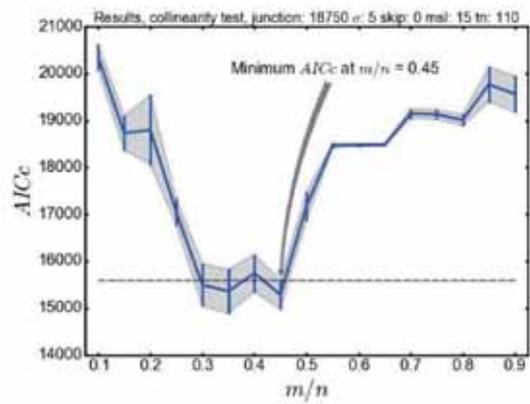
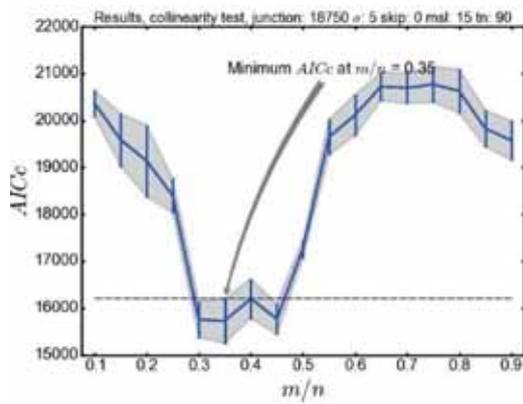
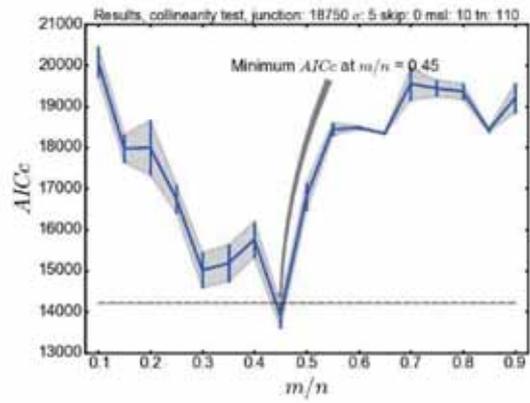
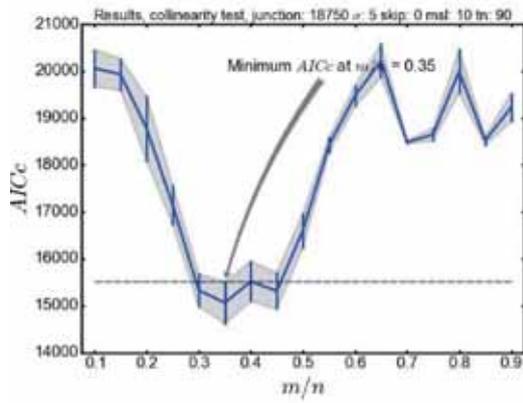


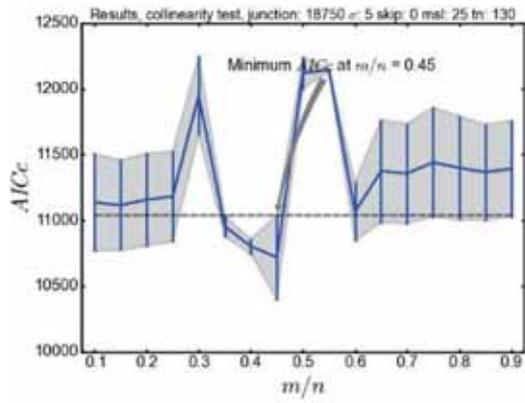
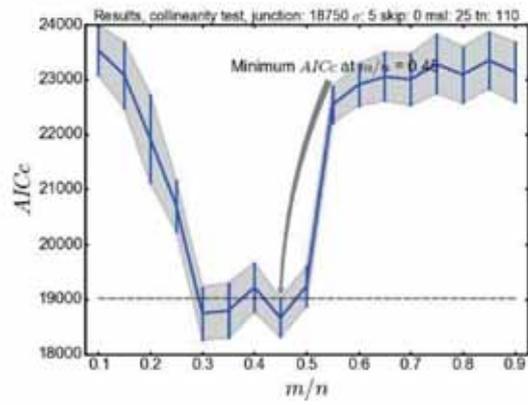
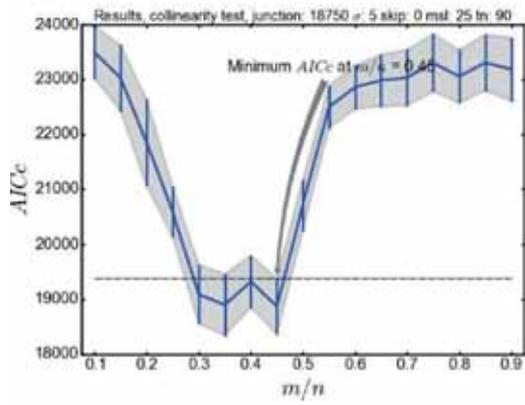
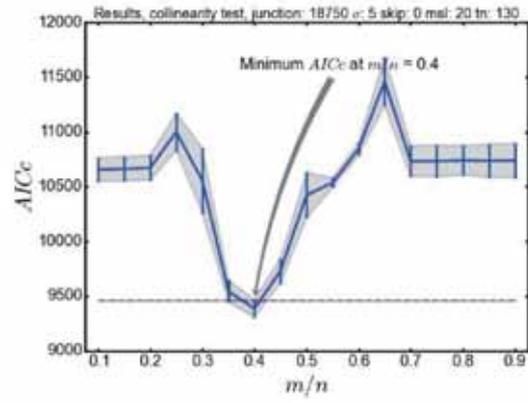
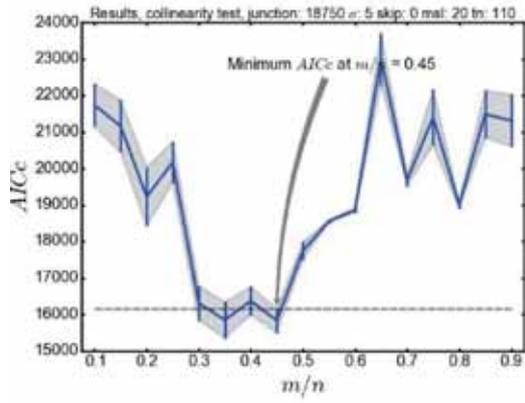
Cuenca 18020



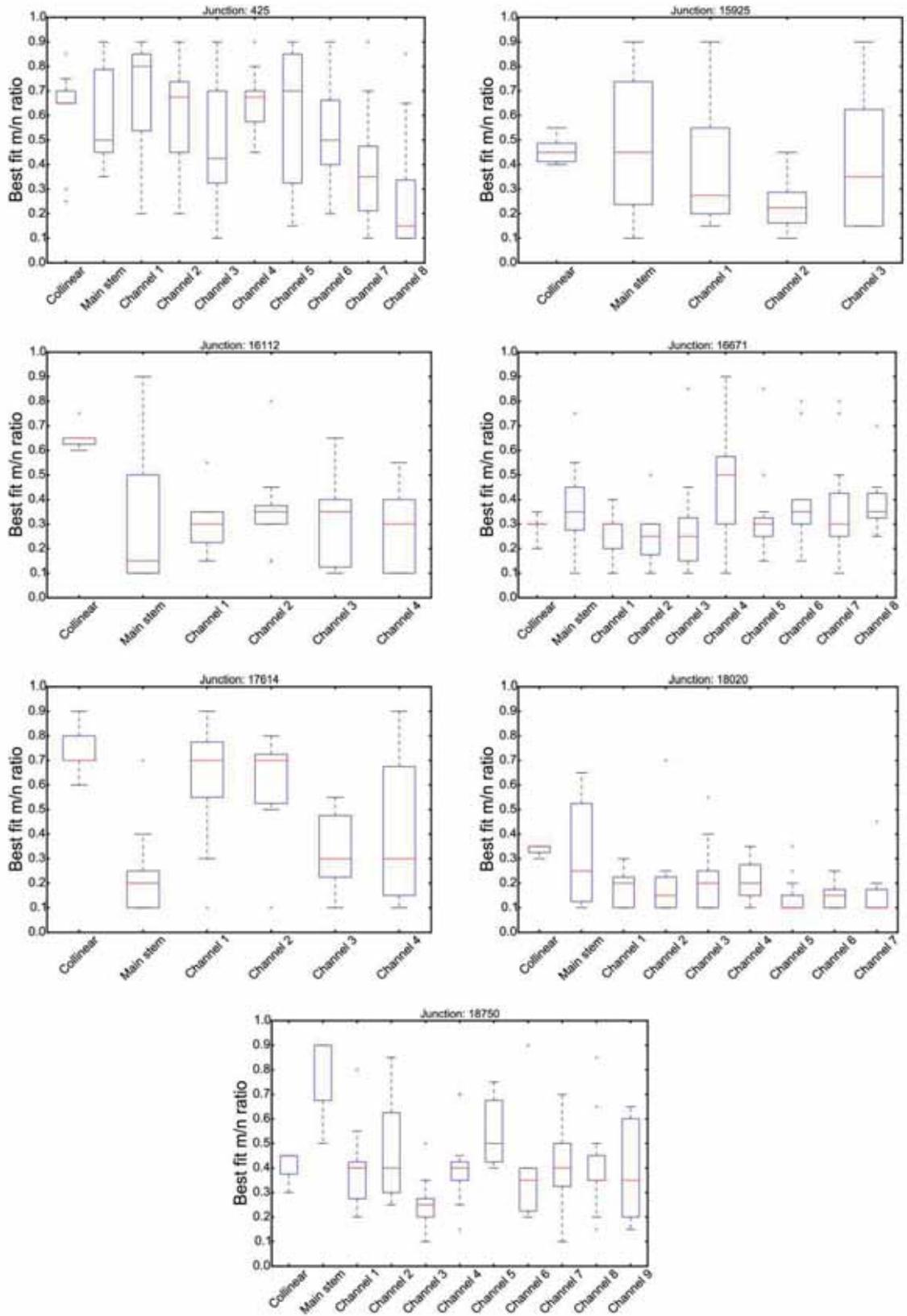


Cuenca 18750

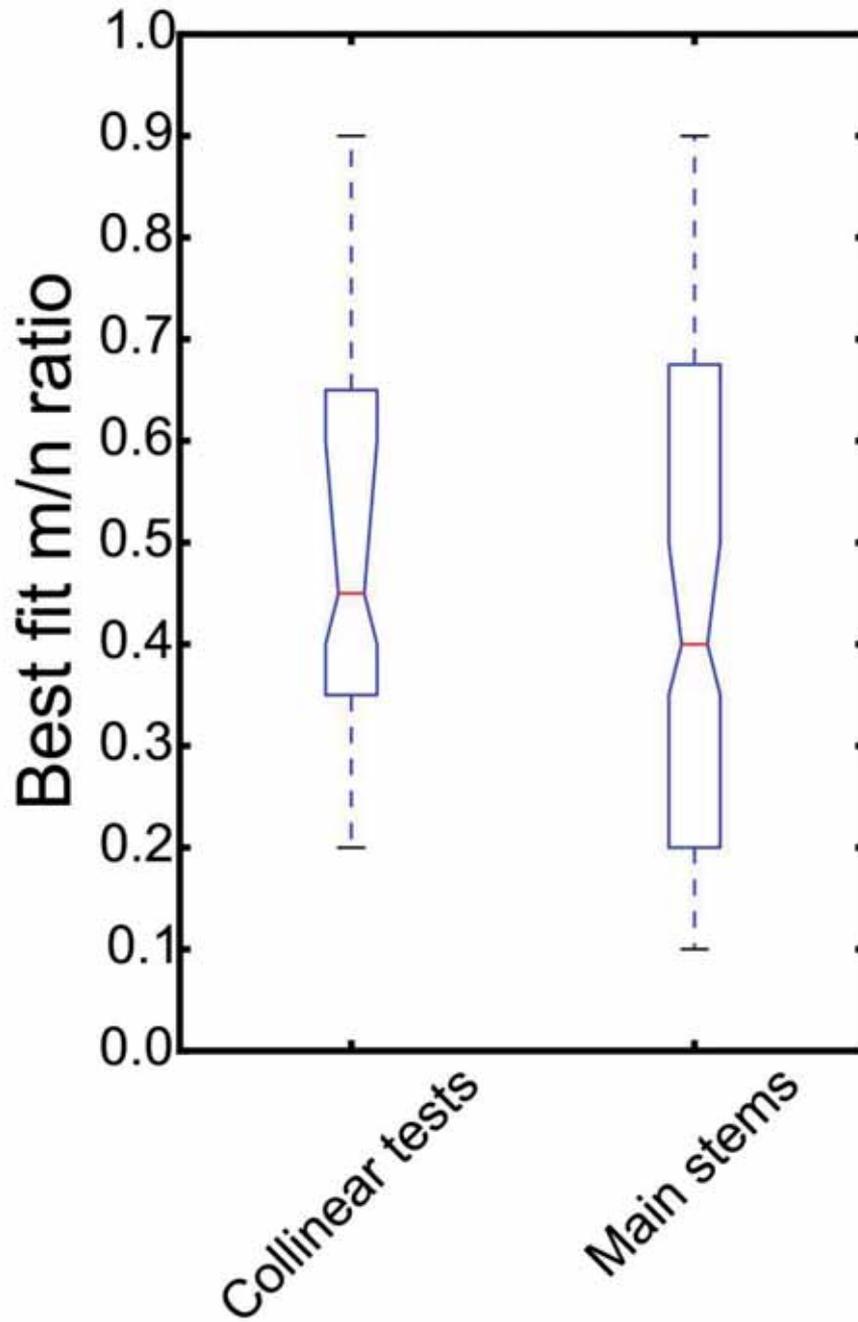




Concavidad media de cada cuenca,



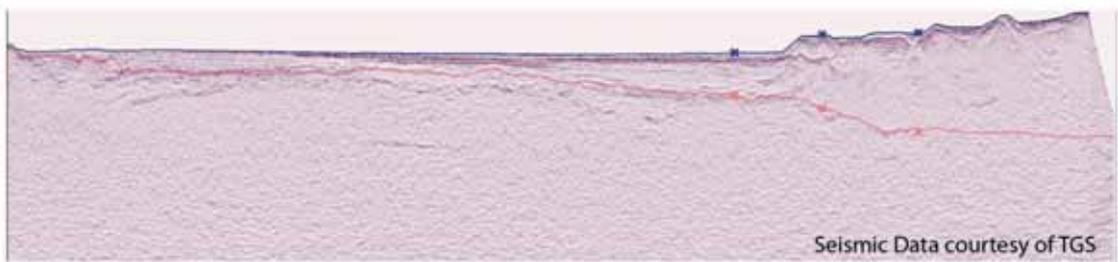
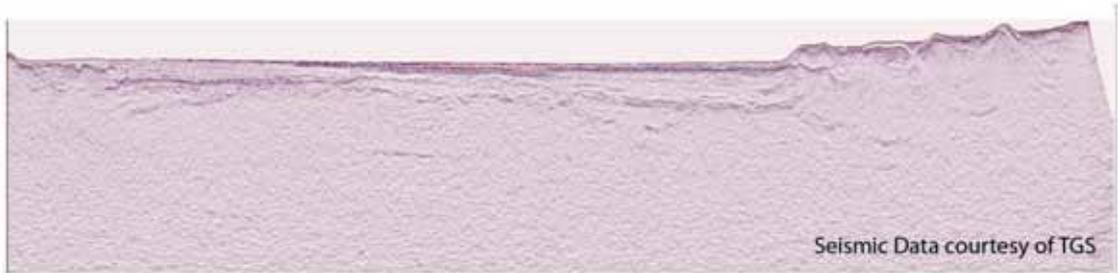
Concavidad mediana de todas las cuencas,



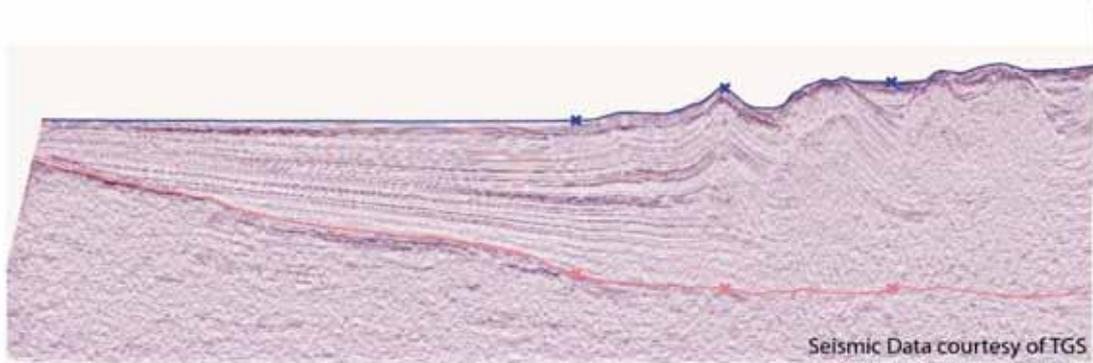
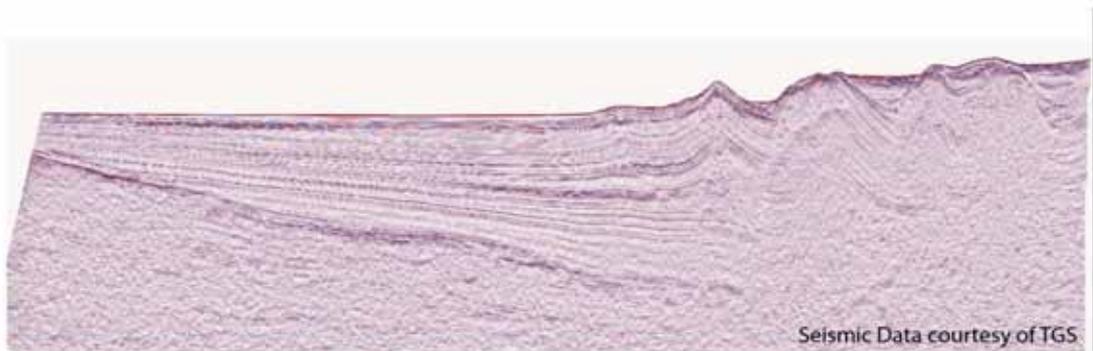
Líneas sísmicas

LÍNEAS DEEP, orientación NO-SE

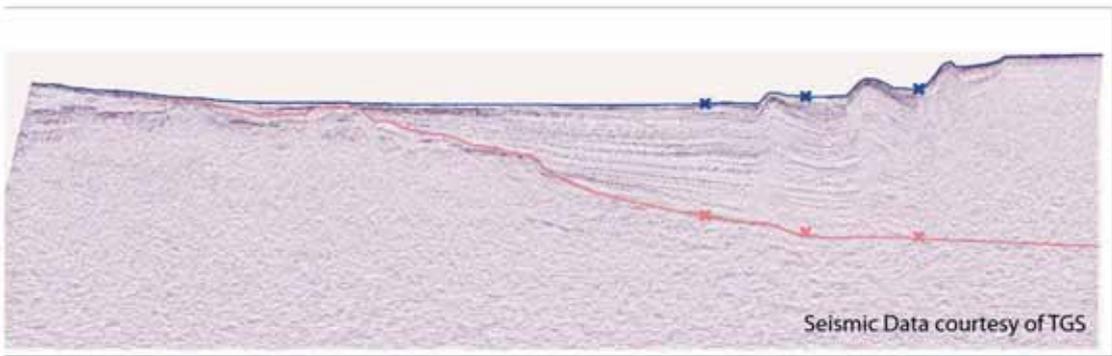
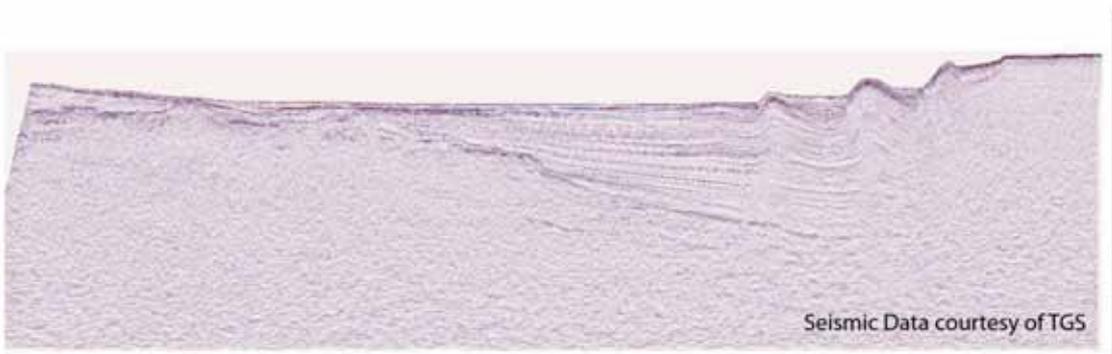
1



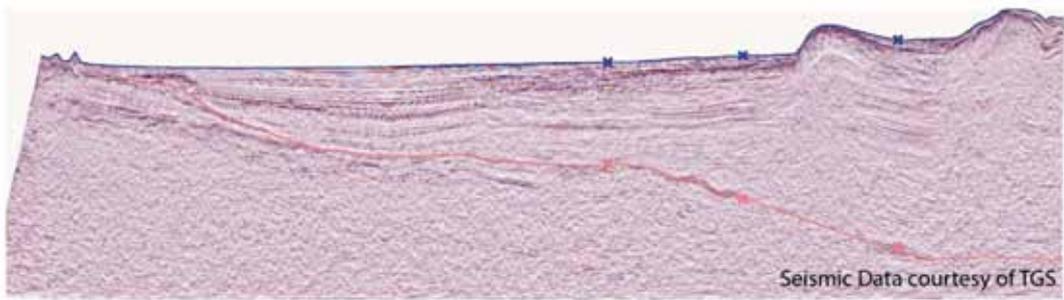
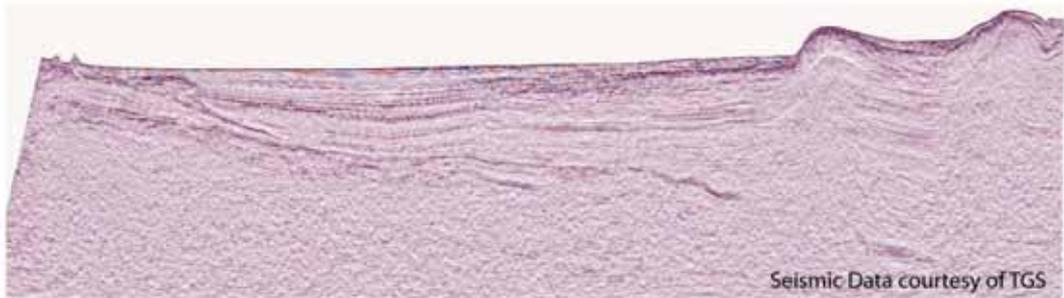
2



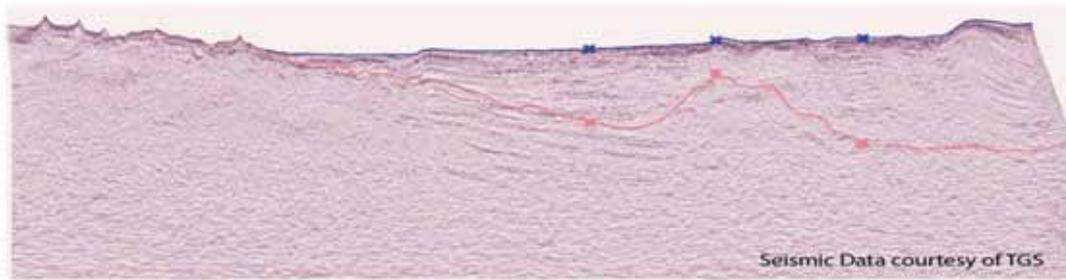
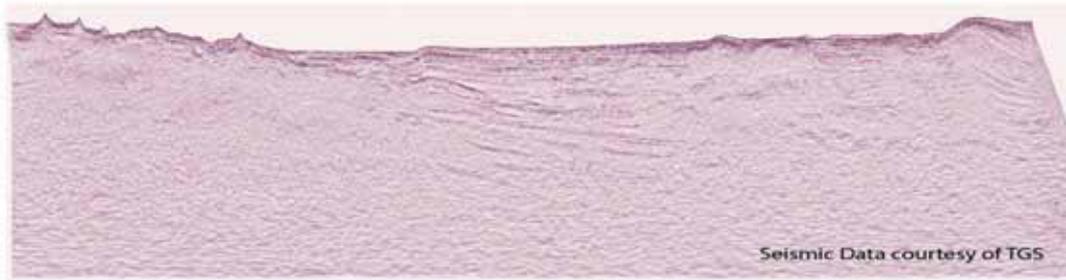
3



4

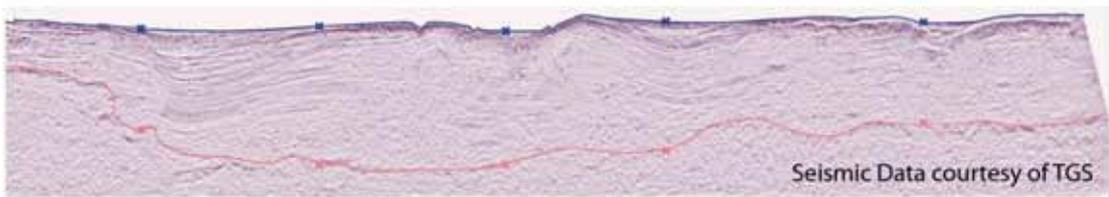
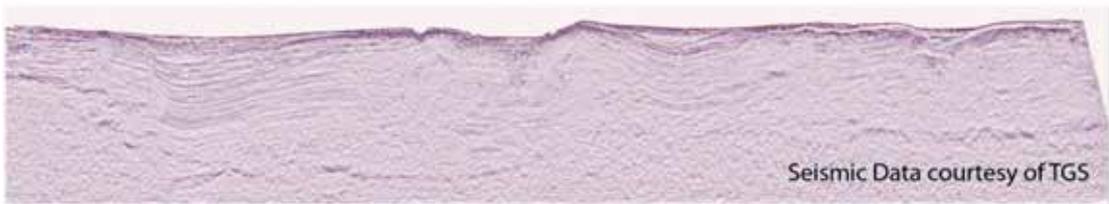


5

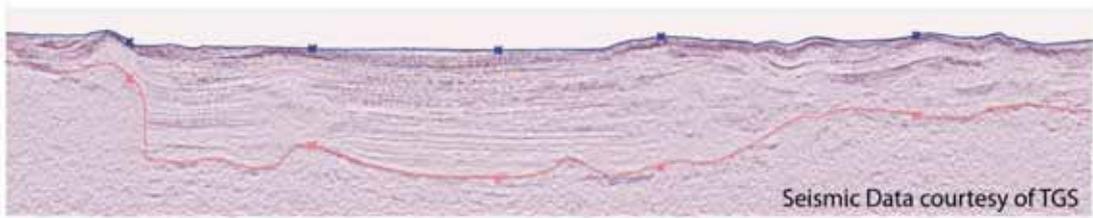
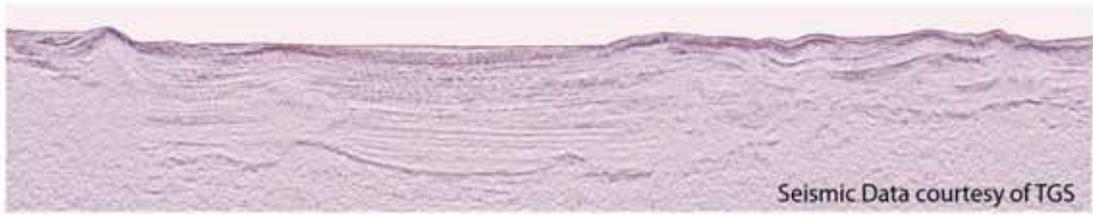


Líneas strike, orientación SO-NE

6



7



8

