



HAL
open science

Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées

Margaux Mouchéné

► To cite this version:

Margaux Mouchéné. Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées. Géomorphologie. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAU001 . tel-01310375

HAL Id: tel-01310375

<https://theses.hal.science/tel-01310375v1>

Submitted on 2 May 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Margaux MOUCHENÉ

Thèse dirigée par **Peter van der Beek** et
codirigée par **Frédéric Mouthereau**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Évolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées

Thèse soutenue publiquement le **19 janvier 2016**,
devant le jury composé de :

M. Joseph MARTINOD

Professeur, Université de Savoie, Président

M. Hugh SINCLAIR

Professeur, University of Edinburgh, Rapporteur

M. Stéphane BONNET

Professeur, Université de Toulouse III, Rapporteur

M. Sébastien CASTELLTORT

Professeur, Université de Genève, Examineur

M. Daniel GARCÍA-CASTELLANOS

Chargé de Recherche, ICTJA-CSIC Barcelona, Examineur

M. Peter VAN DER BEEK

Professeur, Université de Grenoble, Directeur de thèse

M. Frédéric MOUTHEREAU

Professeur, Université de Toulouse III, Directeur de thèse



Abstract

This thesis aims at deciphering the respective roles of autogenic processes and allogenic forcing in the post-orogenic evolution of a coupled mountain catchment/foreland megafan system. I focus on the evolution of the Lannemezan megafan and its mountainous catchment in the northern Pyrenees (France) and study this system using a multi-scale, multidisciplinary, source-to-sink approach.

I characterize the dynamics of the sediment routing system during the megafan building phase (Miocene to Plio-Quaternary) through (i) apatite fission-track (AFT) analyses of bedrock samples from the range and detrital samples from the foreland deposits, providing constraints on the exhumation timing and rates in the range, (ii) petrographic and heavy-minerals characterization of the foreland deposits to identify the source area, and (iii) volumetric estimations of the sediment flux. AFT data are consistent with previously published thermochronological data, showing (i) the main exhumation phase of the Axial Zone (AZ; ~50-30 Ma) with lateral variations in the exhumation rates, (ii) a later unroofing of the North-Pyrenean Zone (NPZ; since ~20 Ma), and (iii) a late (~20-15 Ma) exhumation phase only recorded in the western part of the range (west of the Neste River). The megafan was thus built at a late stage of the orogeny and its source catchment lays on the boundary between two tectonic domains (late exhumation in the west, mostly settled in the east). Petrographic characterization of the foreland sediments shows that the source area encompasses the NPZ and AZ but modern river sands yield more granitic basement-derived material than the megafan sediments. This discrepancy could suggest that (i) the foreland deposits are locally, but this is not consistent with the definition of a megafan or with the AFT data, (ii) the crystalline massifs could have been insufficiently unroofed, but this hypothesis is inconsistent with the presence of that kind of material in Eocene deposits of the southern foreland, (iii) the main drainage divide has migrated to the south around that period, but this seems inconsistent with the exhumation history of the range as inferred from thermochronological data. Comparison of my estimation of the sedimentary budget and AFT-derived exhumation rates suggests that the current watershed of the Neste River is more than sufficient to provide the material for the building of the Lannemezan megafan. This implies that (i) the catchment boundaries have not necessarily changed since the Miocene and (ii) a significant portion of the sediments bypassed the megafan.

I analysed the morphometric characteristics of the drainage network and dated the abandonment of Quaternary surfaces using cosmogenic nuclides (^{10}Be , ^{26}Al) to understand the abandonment of the megafan and incision dynamics. The abandonment of the megafan (~300 ka) and of the alluvial terraces (~100ka, ~20ka and ~1ka) suggest that incision episodes are triggered by cold-to-warm climatic shifts. The terrace slopes increase with time: I propose that the region was subjected to northward tilting by flexural isostatic rebound as a response to erosional unloading of the range during the Quaternary (as was suggested in the Alps). From the morphometric analysis (χ -proxy, steepness index, concavity, long river profiles) I show (i) drainage reorganization near the megafan apex and (ii) no influence on the drainage network from active tectonic structures or base-level variations. The abandonment and of the Lannemezan megafan is thus linked to the capture of the Neste by the Garonne and its episodic incision is linked to Quaternary climatic cycles.

I used numerical modelling to better constrain the driving mechanisms on the building, abandonment and incision of a foreland megafan and compared the results with the above observations. The model adequately reproduce the building of a large megafan in about 15 Ma

by progradation of the deposits carried by a central river that becomes dominant in the sediment routing to the foreland. I suggest that, in the northern Pyrenean foreland, the Atlantic Ocean to the west and large, efficient rivers (including the Garonne to the east) create the conditions needed for a river to be singled out (the Neste) and build a megafan (as open boundary conditions do in the model). Negligible subsidence at during the Miocene may have encouraged progradation. Autogenic processes are sufficient to produce deep and permanent entrenchment of the feeding river in the megafan deposits (and thus abandonment of the fan). I suggest that, in the northern Pyrenees, the main driving force for long-term entrenchment of the megafan is linked to autogenic processes but these are modulated by short-term climatic changes (and possibly isostatic movements). Numerical modelling also evidenced the strong coupling between the mountainous catchment and the basin and the characteristic response times (on the order of 10 ka).

Résumé

Le but de cette thèse est de comprendre ce qui contrôle l'évolution géomorphologique post-orogénique d'un ensemble composé d'un bassin versant montagneux et de son piémont. L'exemple du méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au flanc nord des Pyrénées (France) est utilisé pour étudier le rôle des processus autogéniques et des forçages externes dans l'évolution du paysage. Une approche multi-échelle et pluridisciplinaire est utilisée pour étudier ce système dans son ensemble (étude source-to-sink).

Les relations entre l'exhumation de la chaîne Pyrénéenne et la construction d'un méga-cône alluvial dans son piémont nord ont été étudiées grâce aux méthodes suivantes : (i) les traces de fissions sur apatites (AFT) d'échantillons de socle cristallin et d'échantillons détritiques, dans les dépôts du méga-cône et les rivières actuelles, afin de préciser les périodes et vitesses d'exhumation ; (ii) la caractérisation de la pétrographie et du contenu en minéraux lourds des sédiments du méga-cône et des rivières actuelles pour identifier la zone source des sédiments du cône ; et (iii) une estimation des volumes érodés dans le bassin versant et déposés dans le méga-cône qui permet de préciser l'acheminement des sédiments de la source vers le piémont et le bassin marin profond. Les données de thermochronologie in-situ et détritiques confirment les phases d'exhumations décrites par d'autres auteurs : (i) une phase d'exhumation majeure (~50-30 Ma), enregistrée dans toute la ZA bien qu'avec des vitesses différentes à l'est (Ariège) qu'à l'ouest, (ii) une excavation plus tardive de la ZNP (à partir de ~20 Ma), et (iii) une phase tardive d'exhumation (vers 15-20 Ma) est enregistrée seulement dans la partie ouest de la chaîne. La période de formation du méga-cône correspond donc à une phase post-orogénique où la tectonique cesse de jouer un rôle dominant, mais le bassin versant d'alimentation du cône se situe à une position charnière entre une zone qui s'exhume encore tardivement (à l'ouest) et une zone où l'exhumation est, pour l'essentiel, terminée (à l'est).

Les données de pétrographie des sédiments du cône indiquent une zone source qui inclut la ZNP et la ZA. Cependant, la proportion de matériel cristallin dans les sédiments Oligocène à Miocène du piémont est plus faible que celle présente dans les sédiments des rivières actuelles (Adour, Neste et Garonne). Cette différence pourrait suggérer que (i) les massifs cristallins n'étaient pas suffisamment exhumés à l'époque de la construction du méga-cône mais cela semble incohérent avec les études précédentes, ou bien (ii) que la ligne de partage des eaux a migré vers le sud au cours du Miocène, mais là encore, ce scénario ne semble pas cohérent avec l'histoire d'exhumation de la chaîne telle qu'elle est envisagée actuellement.

J'ai comparé une estimation du volume nécessaire qui a été érodé dans le bassin versant pour produire le dépôt du méga-cône de Lannemezan aux flux sédimentaire estimé à partir des taux d'exhumation (d'après AFT détritiques). Ces résultats indiquent que le bassin versant actuel de la Neste est plus que suffisant pour produire les sédiments du méga-cône, ce qui suggère que (i) la taille du bassin versant n'a pas nécessairement changé et (ii) une partie des sédiments érodés dans le bassin versant a été directement exportée vers le bassin marin sans être stockée dans le méga-cône. Le méga-cône alluvial n'est donc pas nécessairement lié à un système fluvial particulièrement grand et ne comprend pas un enregistrement complet du flux sédimentaire qui provient du bassin versant montagneux. Finalement, à une époque où les modalités d'exhumation changent et où la subsidence du bassin diminue, la dynamique du réseau de drainage a certainement permis de mettre en place les conditions d'érosion, de

transport et de dépôt dans la chaîne et son piémont nord, propices au développement d'un méga-cône alluvial.

Le méga-cône alluvial de Lannemezan a été abandonné et incisé au Quaternaire. Pour comprendre la dynamique qui entraîne cet abandon et l'incision du cône, j'ai (i) daté l'abandon de surfaces alluviales du piémont grâce aux nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) et (ii) extrait certains paramètres géomorphologiques de modèles numériques de terrain.

Les résultats de l'analyse par nucléides cosmogéniques suggèrent que le méga-cône est abandonné vers ~ 300 ka, soit bien plus récemment que ne le suggéraient les études précédentes, et que sa surface a été relativement bien préservée depuis son abandon. Cet âge et celui d'abandon des terrasses alluviales qui s'étagent le long des rivières du piémont (~ 100 ka, ~ 20 ka et ~ 1 ka) pourraient suggérer un contrôle climatique sur l'incision (transitions glaciaires/interglaciaires). du profil en long des terrasses et rivières du piémont m'a amenée à formuler l'hypothèse d'un basculement vers le Nord de l'ensemble de la région au cours de l'incision, en lien avec un rebond isostatique en réponse à l'érosion de la chaîne au Quaternaire. L'analyse morphométrique du réseau de drainage (profils en long des rivières, proxy χ , indice de pente, concavité) montre (i) une réorganisation du réseau de drainage par capture dans la partie sud du cône et (ii) qu'il n'y a pas de structure tectonique active ou de variation du niveau marin qui ont influencé le réseau de drainage. Finalement, l'abandon du méga-cône alluvial et son incision épisodique par le réseau de drainage du piémont, pourraient être liés à la capture de la Neste par la Garonne et aux changements de dynamique d'écoulement aux transitions climatiques du Quaternaire.

J'ai utilisé un modèle numérique (CIDRE) pour comprendre les conditions de formation, d'abandon et d'incision d'un méga-cône alluvial dans un contexte comparable à celui du piémont nord-Pyrénéen, et comparé les résultats avec les observations faites sur le cône de Lannemezan et son bassin versant. Les résultats suggèrent que le temps de construction d'un tel cône est de l'ordre de 15 Ma. La construction se fait par progradation des dépôts d'une rivière centrale qui domine les apports du piémont. Les cycles autogéniques d'écoulement et des incisions temporaires sont observés. La comparaison des résultats de la modélisation numérique avec le cas de Lannemezan suggère que (i) le bassin profond (Océan atlantique) à l'ouest, qui influence la réorientation des rivières de l'ouest du Bassin Aquitain, et (ii) les grandes rivières, au transport efficace (Garonne, Ariège, etc.) qui n'ont pas construit de cône alluvial et évacuent efficacement leurs propres sédiments et ceux qui sortent/débordent du cône, créent un environnement propice à la formation du méga-cône. La subsidence négligeable (voire négative) du piémont nord-Pyrénéen pourrait avoir favorisé la construction du méga-cône de Lannemezan. Les résultats du modèle suggèrent que les processus autogéniques sont suffisants pour produire au long terme une incision profonde et permanente du méga-cône par sa rivière d'alimentation. Si les processus autogéniques sont effectivement le moteur principal de l'incision au long terme dans le piémont nord-Pyrénéen, la présence de terrasses alluviales témoigne d'une dynamique d'incision épisodique qui dure depuis ~ 300 ka, ce qui pourrait traduire une influence des cycles climatiques. Les forçages externes (tectoniques, climat) ne font que moduler (accélérer, ralentir ou empêcher) l'incision autogénique. La réponse du paysage à un forçage climatique cyclique montre un temps caractéristique de l'ordre de 10 ka, ce qui est cohérent avec les études précédentes. J'ai testé l'hypothèse d'un basculement de l'ensemble de la région vers le nord par rebond isostatique : c'est effectivement un moyen de produire une pente de plus en plus forte sur le cône mais il semble s'opposer à l'incision permanente et son rôle dans

l'évolution du piémont nord-Pyrénéen reste indéterminé. Finalement, la modélisation a permis de mettre en évidence les interactions entre le piémont et la chaîne.

Table des matières

Introduction	1
Définition de la problématique	2
Objectifs	8
Plan	10
État de l'art	13
Processus géomorphologiques et évolution de la topographie	14
1. Réponse du paysage	14
2. Etat d'équilibre, temps caractéristique	16
3. Non-linéarité et seuils	18
Appréhender le système dans son ensemble : étude « source-to-sink »	20
1. Fonctionnement du bassin versant montagneux	21
2. Fonctionnement du piémont	23
3. Interactions	24
4. Les méga-cônes fluviaux	26
Identifier les facteurs de l'évolution du paysage du système montagne/piémont : marqueurs et outils	38
1. Etude de cas naturels	38
2. Modélisation expérimentale	49
3. Modélisation numérique	51
Contexte géologique	59
La chaîne Pyrénéenne : structure et évolution	60
1. Aperçu général	60
2. Climat	61
3. Structure	67
4. Évolution tectono-stratigraphique de la chaîne	73
5. Les séries tardi- à post-orogéniques du piémont nord : dynamique et environnement de dépôt	79
6. Le méga-cône alluvial de Lannemezan	84

Méthodes	91
Les traces de fission sur apatite	93
1. Principe	93
2. Vitesse d'exhumation	97
3. Profil vertical	97
4. Longueur des traces	98
5. Analyse d'échantillons détritiques	99
Les nucléides cosmogéniques	100
1. Objectif de la méthode	100
2. Principe	100
3. Echantillonnage	104
4. Préparation des échantillons	108
5. Interprétation des données	109
Chapitre 1: Érosion du bassin versant et construction du mega-cône alluvial	119
Introduction	120
Résumé	121
Article : Late-Paleogene to Neogene dynamics of the sediment routing system in the north-western Pyrenees and foreland	123
Abstract	123
1. Introduction	124
2. Geological setting	126
3. Sampling and methods	131
4. Results	138
5. Discussion	153
6. Conclusion	164
	172
Estimation of erosion rates at millennial timescales using cosmogenic nuclides and comparison with long-term exhumation rates	
Introduction	172
1. Method: ^{10}Be cosmogenic nuclide analysis	173
2. Results : Erosion rates at millennial timescales	175
3. Long-term exhumation rates versus millennial-scale erosion rates	177

Chapitre 2: Abandon et incision du mega-cône alluvial	179
Introduction	180
Résumé	181
Article soumis à <i>Geomorphology</i> : Control on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France	183
Abstract	183
1. Introduction	184
2. Geological setting	190
3. Methodology	198
4. Results	204
5. Discussion	217
6. Conclusion	224
Chapitre 3: Modélisation numérique	243
Introduction	244
Résumé	245
Article : Autogenic vs. allogenic controls on the evolution of a coupled fluvial megafan/mountainous catchment system: Numerical modelling and comparison with the Lannemezan megafan system of the Northern Pyrenees (France)	248
Abstract	248
1. Introduction	249
2. The Lannemezan megafan	251
3. Model description	254
4. Model setup	260
5. Results	264
6. Discussion	281
Conclusions	290
Résultats des modélisations	296
Synthèses & Perspectives	303
Bibliographie	319

Introduction

Introduction

Définition de la problématique

Le système montagne/piémont

Le système composé d'un bassin versant montagneux et son piémont constitue l'un des cadres les plus propices à l'étude des processus géomorphologiques : son évolution est en effet contrôlée par la dynamique propre à chaque partie du système, qui peut être contrainte par des forçages externes, mais également par les fortes interactions entre les deux parties du système (ex. Humphrey & Heller 1995; Babault et al. 2005; Carretier & Lucazeau 2005; Densmore et al. 2007).

Les caractéristiques du bassin versant (pente, aire drainée, lithologie, végétation, réseau de drainage, altitude) définissent les flux d'eau et de sédiments entrant dans le piémont (Figure 1). Ces paramètres sont modifiés au cours du temps par la dynamique propre de cette partie montagneuse (amont) du système, incluant les processus de pente et processus fluviaux, qui s'exprime notamment par des changements dans le réseau de drainage. Par exemple, l'aire drainée est modifiée par des captures et déviations de drains engendrées par l'incision, des glissements de terrains, etc.). D'importantes modifications de cette dynamique peuvent être apportées par un forçage externe du climat, qui contrôle la distribution des précipitations et des températures, modifiant l'érosion et le transport des sédiments, et/ou de la tectonique qui induit des

changements de localisation et de vitesse de déformation du substrat (Figure 1 ; Tucker & Slingerland 1997; Tucker 2004; Bishop 1995; Montgomery & Buffington 1997; Brardinoni & Hassan 2006; Jones 2004).

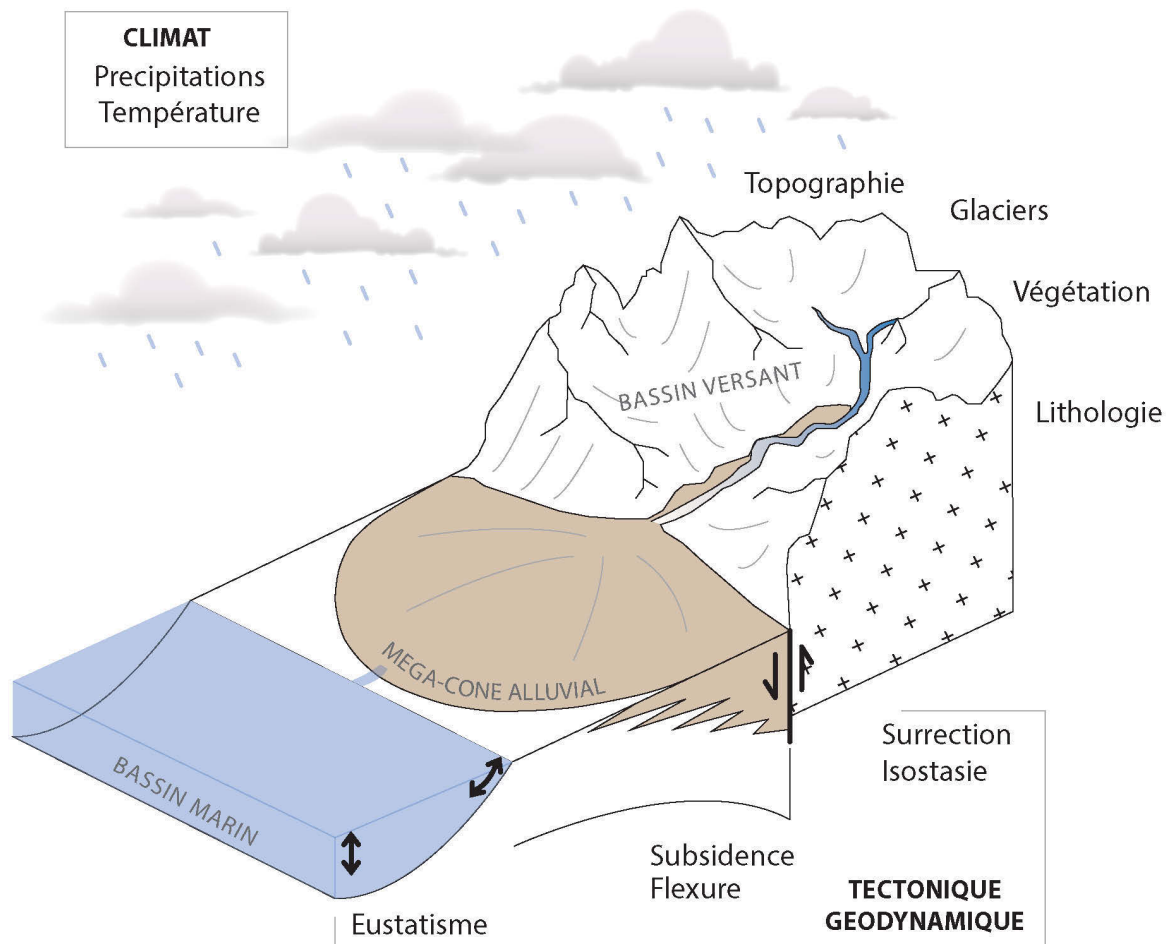


Figure 1 Le système bassin versant montagneux/méga-cône alluvial de piémont et les moteurs externes de son évolution. Le fonctionnement propre de chaque partie du système dépend de ses caractéristiques propres (topographie notamment) mais aussi des forçages externes (climat, tectonique) qui influencent les processus de surface (érosion, transport, dépôt) via leurs différentes manifestations (surrection, précipitations, etc.). Le fort couplage qui existe entre le piémont et le bassin versant donne lieu à une réponse complexe du paysage.

Le piémont exerce quant à lui un rétro-contrôle sur le bassin versant en tant que niveau de base du système montagneux (Figure 1). Ses caractéristiques propres (volume disponible pour le dépôt de sédiments, pente, végétation, drainage, etc.) régissent en effet l'accommodation des apports en eau et en sédiment issus du bassin versant (zone

de transit/dépôt temporaire des sédiments). L'incision et la sédimentation dans le piémont en modifie la physionomie au cours du temps et des forçage externes (tectonique, subsidence, climat, variation eustatique) influencent également cette évolution (ex. Babault et al. 2005; Métivier & Gaudemer 1999; Carretier & Lucazeau 2005).

Il reste cependant difficile d'identifier précisément les facteurs contrôlant ces évolutions, ce qui engendre une relative méconnaissance des interactions chaîne/piémont. Dans les systèmes naturels, l'enregistrement sédimentaire du piémont est lacunaire, ce qui peut biaiser la compréhension des phénomènes. Dans la partie montagneuse, les processus de surface sont souvent très efficaces et peuvent effacer les traces des évolutions passées. Les études utilisant la modélisation analogique ou numérique permettent de préciser les paramètres en jeu dans une partie du système (montagne ou piémont) ou un processus spécifique, mais manquent souvent d'une vision intégrée du système.

Néanmoins, depuis quelques années, la notion « source-to-sink » est employée dans les études géomorphologiques et témoigne d'une prise en compte de la complexité des réponses de l'ensemble du système, montagne (« source ») et bassin (« sink »), aux forçages externes. Il paraît donc crucial d'utiliser la complémentarité des approches fondées sur l'observation de cas naturels et la modélisation, à différentes échelles de temps, pour mieux comprendre les interactions montagne/piémont.

Les mégacônes alluviaux

En sortant du relief montagneux au front de la chaîne, une rivière peut migrer latéralement dans le bassin d'avant-pays et être à l'origine de vastes dépôts sédimentaires à la forme caractéristique en demi-cône, s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres dans le bassin : le mégacône alluvial (Figure 1, Figure 2). Il constitue le chaînon intermédiaire entre le bassin versant et la zone de dépôt finale des sédiments (bassin marin), un dépôt plus ou moins temporaire qui enregistre l'évolution des flux du système bassin versant/piémont.

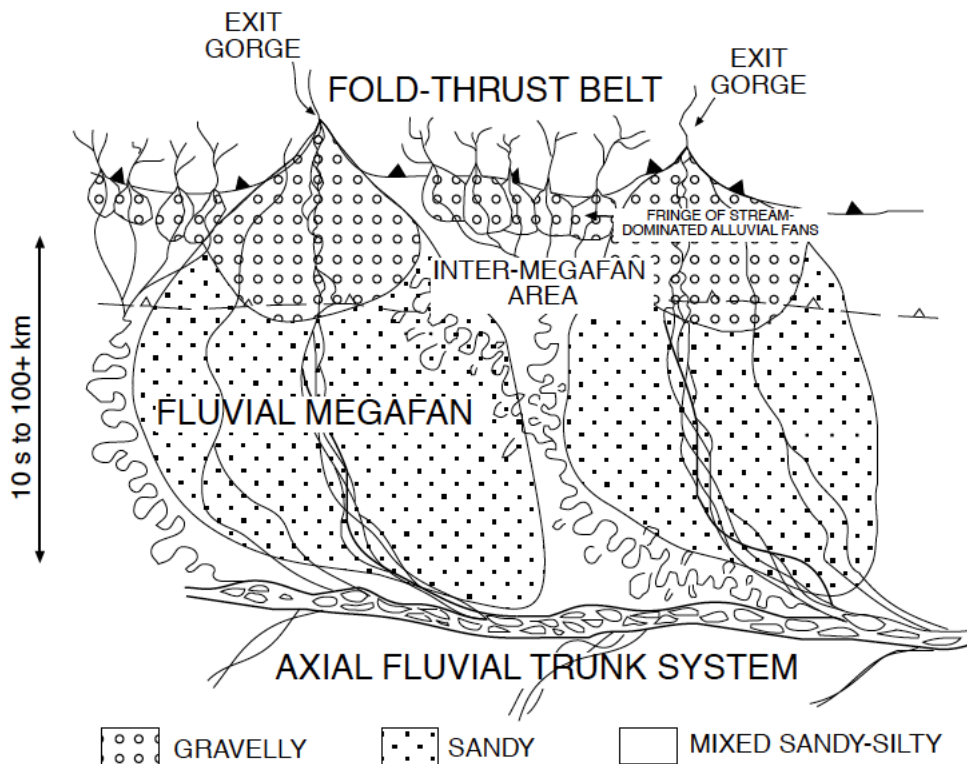


Figure 2 Représentation schématique des principaux éléments morphologiques d'un bassin d'avant-pays (non-marin), par exemple le piémont de l'Himalaya ou des Andes. Deux rivières transversales déposent les sédiments qui forment des méga-cônes alluviaux à leur sortie du relief. La partie proximale du cône est généralement dominée par des dépôts plus grossiers alors que la partie distale est plus fine (sableuse). Entre deux méga-cônes, des rivières drainant localement le relief peuvent former de petits cônes alluviaux. (D'après DeCelles & Cavazza 1999).

Par la position qu'il occupe dans le système sédimentaire (*sediment routing system*), le méga-cône alluvial constitue l'enregistrement le plus direct de l'érosion du bassin montagneux, aux grandes échelles de temps et d'espace. De plus, les nombreuses études s'intéressant à ces objets comme marqueurs d'évolution tectonique et/ou climatique soulignent la sensibilité des méga-cônes aux modifications des conditions externes. La dynamique propre (processus autogéniques) du système bassin versant montagneux/méga-cône alluvial est encore mal connue et mérite d'être explorée pour discriminer ses effets de ceux des facteurs externes. Ce système présente donc un intérêt particulier dans le cadre d'une étude *source-to-sink*.

Les Pyrénées et leur piémont Nord, depuis le Néogène

La diversité des paysages des Pyrénées exprime la complexité des processus qui ont influencé l'évolution de cette chaîne. Cette chaîne d'altitude moyenne (3400m max) s'est développée à la faveur de la fermeture et de l'inversion d'un domaine hyper-étendu entre la plaque Eurasie et l'Ibérie (Jammes et al. 2009; Tugend et al. 2014; Roure et al. 1989; Muñoz 1992; Beaumont et al. 2000b; Vacherat et al., in revision). Sa structure tectonique est relativement bien contrainte, montrant une double vergence et une forte asymétrie nord-sud de la déformation. Le relief et la position de la chaîne, orientée est-ouest entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée, influencent les circulations atmosphériques, créant des zones aux conditions climatiques très contrastées.

Dans le piémont nord-Pyrénéen, la remarquable morphologie du méga-cône alluvial de Lannemezan est soulignée par le cours de la Garonne et un réseau de rivières en éventail (Figure 3). Ce mégacône s'est développé à un stade tardi- à post-orogénique de l'évolution de la chaîne, alors que la convergence a cessé, avant d'être abandonné et incisé au Quaternaire. Cet élément morphologique majeur du piémont est néanmoins mal décrit, alors que sa position clé dans le *sediment routing system* des Pyrénées peut permettre de comprendre l'évolution géomorphologique de la région.

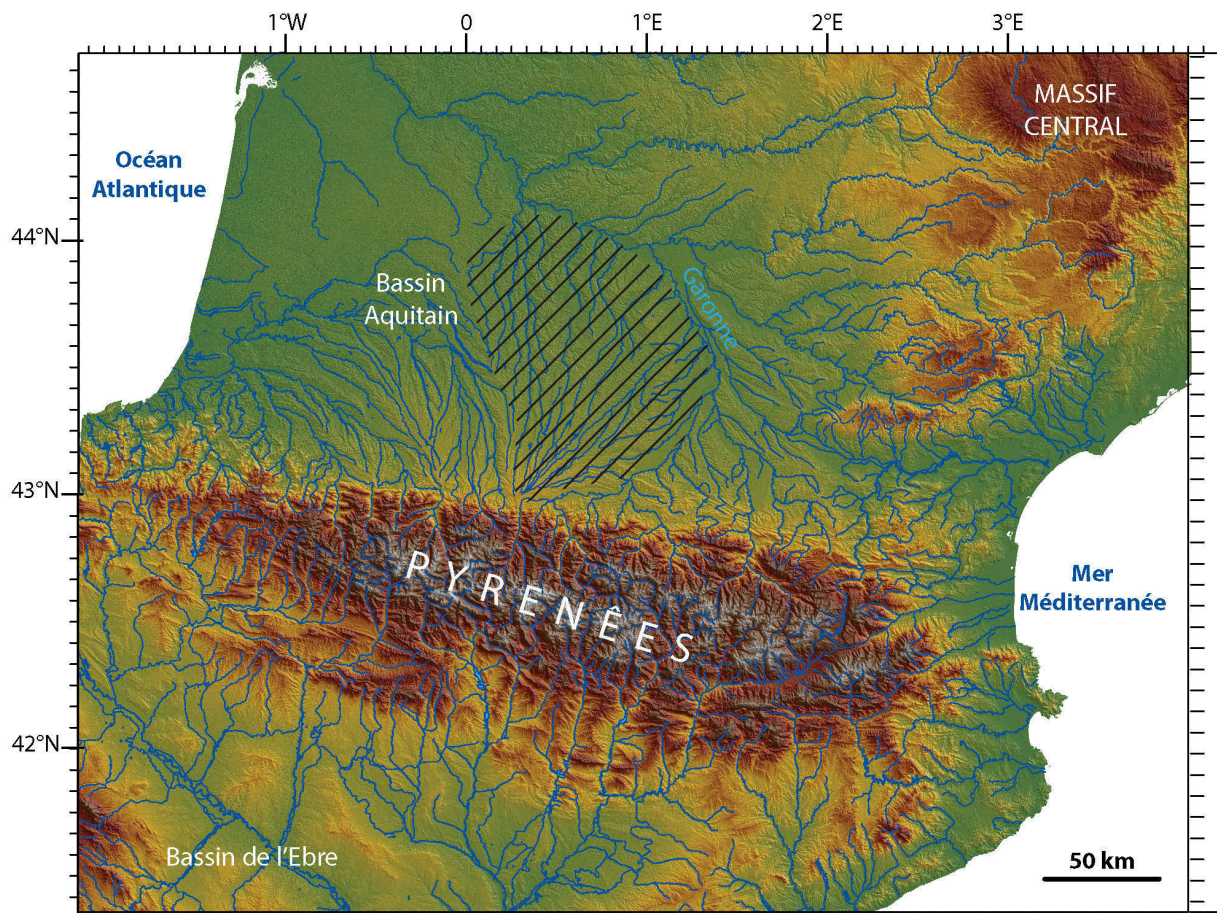


Figure 3 La chaîne des Pyrénées s'étend entre la France et l'Espagne, de l'Océan Atlantique à la Mer Méditerranée. Le méga-cône alluvial de Lannemezan (hachuré) est un élément géomorphologique majeur du piedmont nord qui a stocké une partie des produits de l'érosion de la chaîne. (MNT ASTER GDEM2)

Objectifs

Afin de contribuer à la compréhension des interactions montagne/piémont, je tenterai de répondre à la question suivante :

Qu'est-ce qui contrôle l'évolution géomorphologique post-orogénique d'un ensemble composé d'un bassin versant montagneux et de son piémont ?

Cette question comporte plusieurs aspects, que l'on peut détailler comme suit :

- Quelle est la dynamique propre du système (processus autogéniques), à un stade où l'activité tectonique dans la chaîne décline ?
- Quel est le rôle du climat dans cette évolution ? Quel est celui de la tectonique ?
- D'autres paramètres interviennent-ils : eustatisme, végétation, lithologie, etc. ?
- Comment l'évolution du piémont influence-t-elle l'évolution de la chaîne, et inversement (interactions) ?

Pour répondre à ces questions, je m'appuierai sur le cas du piémont nord-Pyrénéen pour aborder les points suivants :

- Pourquoi et comment un méga-cône alluvial s'est-il construit dans le piémont nord-Pyrénéen ?
- Quelles étaient les évolutions post-orogéniques du flux sédimentaire, de la subsidence et des relations source-bassin au Nord des Pyrénées ?
- Pourquoi et comment le méga-cône de Lannemezan a-t-il été abandonné et incisé ?

J'accorderai une importance particulière aux questions d'**échelles de temps et d'espace** dont on a déjà vu dans les paragraphes précédents qu'elles sont cruciales dans l'étude du système montagne/piémont. J'adopterai une approche **pluri-disciplinaire** afin de d'appréhender au mieux les différents modes d'expressions de l'évolution du paysage.

Plan

La première partie de cette thèse rappellera les apports des travaux précédents sur l'évolution géomorphologique du système montagne/piémont, les processus à l'œuvre, le fonctionnement et les interactions au sein de ce système, les facteurs de contrôle de l'évolution et le développement des outils utilisés pour comprendre cette évolution.

Dans la deuxième partie, je présenterai le cadre géologique de l'étude en introduisant l'évolution tectono-sédimentaire, géomorphologique et climatique de la chaîne Pyrénéenne et de ses bassins adjacents.

La troisième partie présentera les principes de base des méthodes d'analyse que j'ai utilisé dans cette thèse : la thermochronologie basse température par l'analyse des traces de fissions sur apatites et la datations par mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques.

Les trois parties suivantes incluent les résultats analytiques produits pendant ma thèse et présentés sous forme d'articles scientifiques soumis ou en préparation :

- Le premier chapitre est centré sur l'étude des processus permettant la construction du mégacône de Lannemezan. Ce travail s'appuie sur des données de thermochronologie basse température, des datations par nucléides cosmogéniques, une analyse de la pétrographie sédimentaire et de la morphométrie du système. Il aboutit à un bilan sédimentaire du système dont nous déduisons les modalités d'évolution du paysage pendant la construction du cône.

- Le deuxième chapitre présente un scénario pour l'abandon et l'incision du mégacône, suggéré par l'analyse de la morphologie du réseau de drainage du piémont et de la chaîne et par les résultats de datations de surfaces alluviales par nucléides cosmogéniques.
- Dans le troisième chapitre, un modèle numérique de l'évolution du relief (*landscape evolution model*) est utilisé pour discuter des modalités de la construction et de l'incision du mégacône.

Ces résultats sont synthétisés et discutés dans la sixième partie, afin de replacer cette étude dans le cadre plus général de l'étude du système montagne/piémont. Je proposerai finalement quelques perspectives ouvertes par cette discussion.

État de l'art

Etat de l'art

Processus géomorphologiques et évolution de la topographie

La topographie est à l'interface entre les enveloppes internes et externes de la Terre. Elle évolue par advection de matière depuis les couches internes, gouvernée au premier ordre par la tectonique, et par redistribution de cette matière en surface par érosion, transport et dépôt sous l'influence principale du climat et de la tectonique (Allen, 2008a). Des interactions et rétro-contrôles complexes existent entre les différents acteurs de ce système dynamique, ce qui rend complexe l'identification des moteurs de l'évolution (Figure 1).

1. Réponse du paysage

La réponse du paysage à un processus donné n'est pas unique et dépend notamment de l'état du paysage au moment de ce forçage. Si on s'attend par exemple à ce que de fortes précipitations engendrent une érosion et un transport des sédiments dans une zone de relief, la disponibilité de matériel mobilisable (qui est fonction de l'altération, de la lithologie, du couvert végétal, etc.) peut permettre ou empêcher l'érosion.

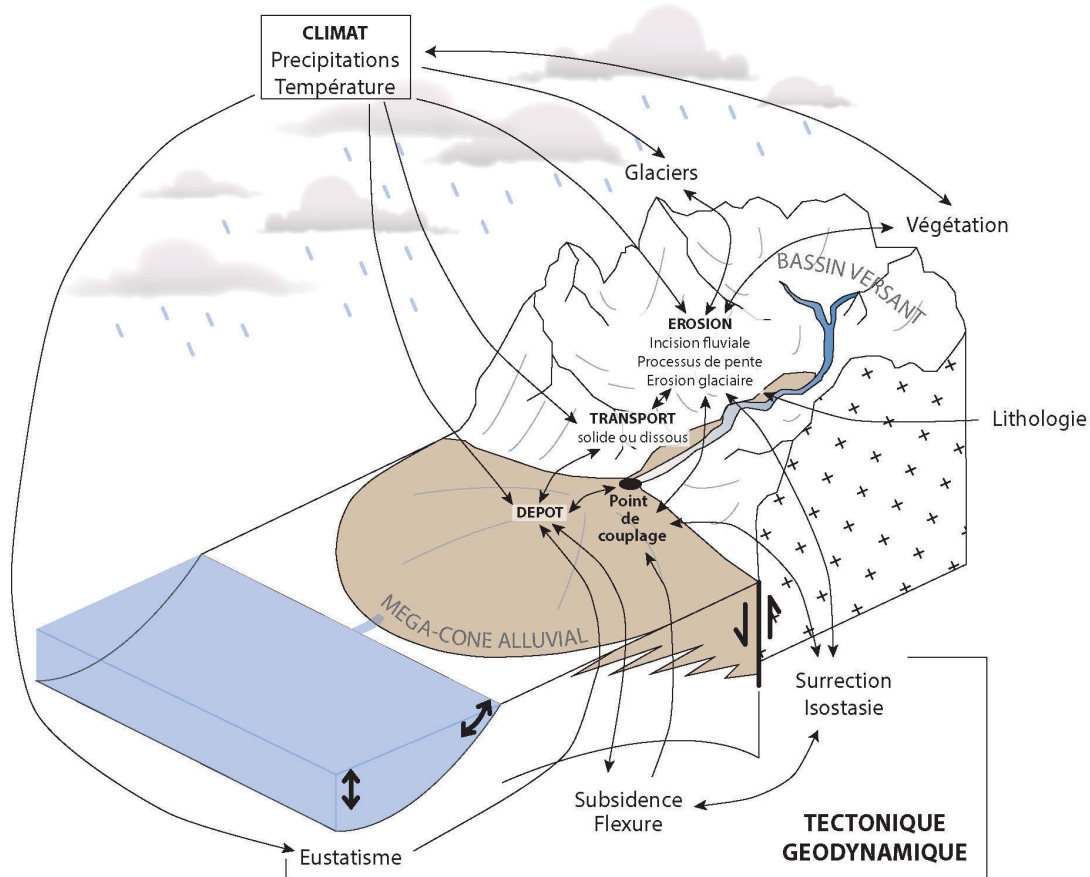


Figure 1 Représentation schématique de l'influence des forçages externes (climat, tectonique) sur la topographie via les processus de surface (érosion, transport, dépôt) et les interactions entre les différentes parties du système bassin versant de montagne/méga-cône alluvial de piémont.

De plus, cette réponse du paysage dépend souvent de l'intensité du phénomène (p. ex. amplitude du changement du niveau marin, intensité des précipitations, vitesse de soulèvement) et de sa durée (voir paragraphe suivant). Enfin, les nombreuses interactions entre les phénomènes qui influencent l'évolution du paysage compliquent encore ce signal (phénomènes d'amplification/atténuation, rétro-actions).

Le rôle des différents facteurs de contrôle dans le développement du paysage dépend enfin des échelles spatiales et temporelles considérées : par exemple, sur des longues périodes de temps, la morphologie d'une rivière dépend des conditions

tectoniques et climatiques ; sur une échelle plus courte et/ou plus locale, la morphologie du lit de la rivière est une variable indépendante qui influence la dynamique de l'écoulement (Schumm and Lichty, 1965).

2. Etat d'équilibre, temps caractéristique

On associe souvent le paysage à un état d'équilibre : pour Hack (1960), l'équilibre dynamique parfait correspond à une compensation entre l'érosion et la surrection tectonique, chaque point étant érodé à la même vitesse qu'il est soulevé et les variables locales du système sont stationnaires.

Dans un paysage forcé par la surrection tectonique, la compétition entre les effets antagonistes de l'érosion et de la surrection conduit à un état d'équilibre (Howard, 1994; Kooi and Beaumont, 1996; Tucker and Slingerland, 1996). Si les conditions aux limites (climat, tectonique) et l'organisation du réseau de drainage restent constants, et si l'on considère une réponse linéaire en pente des processus, les variables (ex altitude moyenne, flux sédimentaire) évoluent exponentiellement vers l'équilibre (Figure 2 ; (Kooi and Beaumont, 1996; Beaumont et al., 2000a).

Cet état est atteint dans les simulations numériques mais dans les cas naturels et expériences analogiques, on atteindra au mieux un équilibre dynamique macroscopique, où les variables macroscopiques (altitude moyenne, flux sédimentaire) sont stationnaires (Hasbargen and Paola, 2000).

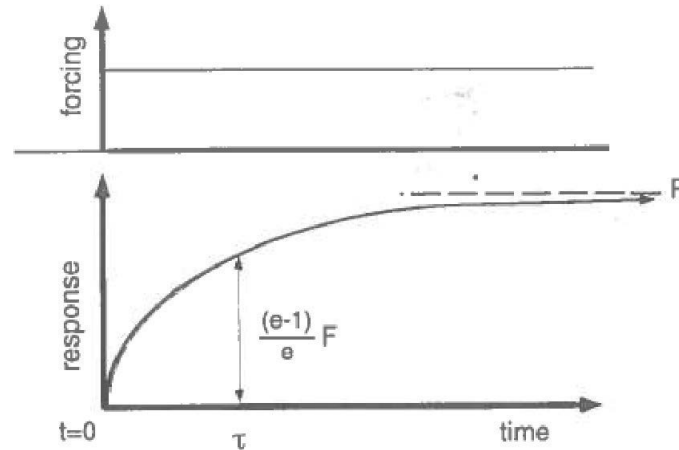


Figure 2 La réponse d'un système géomorphologique linéaire à un forçage qui débute au temps $t=0$ et est maintenu avec la même intensité, suit une évolution exponentielle jusqu'à être stabilisée (au niveau de réponse finale F). Le temps de réponse caractéristique du système τ est défini comme le temps nécessaire pour atteindre une fraction donnée $(e-1)/e$ de la réponse totale F . (Beaumont et al., 2000a)

A la notion d'équilibre est associée celle de temps caractéristique, qui correspond au temps nécessaire pour que le système atteigne cet équilibre, ou plutôt une fraction déterminée ($(e-1)/e$ soit environ 63 %) de la réponse totale (Figure 2). La réponse du système dépend du rapport entre l'échelle de temps du forçage tectonique et le temps de réponse (Figure 3).

Ces concepts supposent une réponse linéaire et doivent donc être utilisés comme une première approche valable seulement dans certaines conditions. Dans les cas naturels, les conditions aux limites ne sont pas aussi clairement conditionnées que dans les modèles (ex. asymétrie de la surrection par rapport au niveau de base, réseau de drainage endoréique, etc.) et une forte non-linéarité peut en découler.

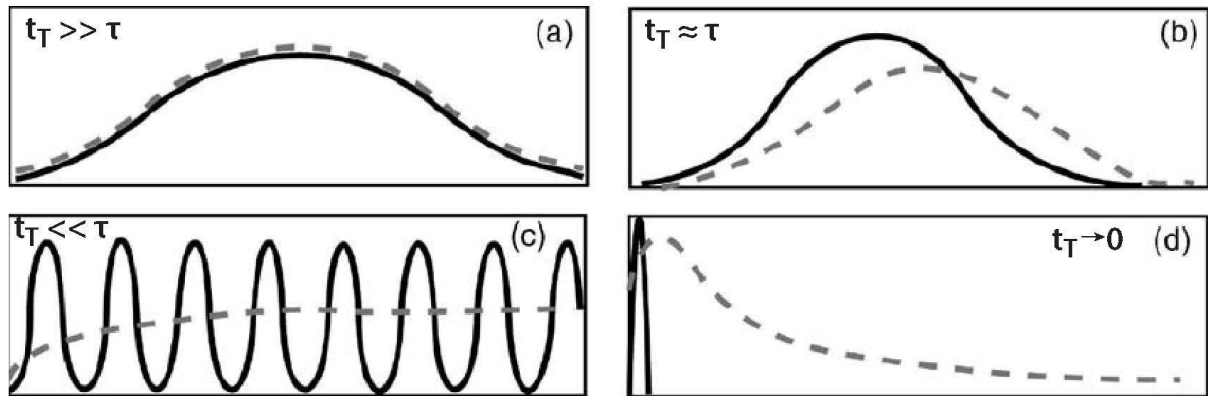


Figure 3 Relation théorique entre le forçage tectonique (représenté par le taux moyen de surrection) et la réponse d'un système quasi-linéaire (représenté par la vitesse moyenne d'érosion ou le flux sédimentaire sortant). t_T est l'intervalle de temps pendant lequel le système est soumis à un forçage tectonique et τ est le temps caractéristique de réponse (voir Figure 2). (a) Pour un forçage lent, le système est quasiment à l'équilibre puisque la réponse suit le forçage. (b) Pour un forçage intermédiaire, la réponse est décalée dans le temps (en retard) par rapport au forçage et est atténuée. (c) Pour un forçage rapide, la réponse est dominée par les conditions moyennes de forçage et les variations rapides sont très fortement atténuées. (d) Pour un forçage ponctuel (très court), la réponse immédiate est atténuée et diminue ensuite en fonction du temps caractéristique de réponse. (Beaumont et al., 2000a; Pazzaglia, 2003)

3. Non-linéarité et seuils

La pente d'un versant augmente avec l'incision de la rivière à son pied. Lorsqu'elle atteint une valeur critique (seuil) elle ne pourra augmenter plus et l'incision qui se poursuit sera accommodée par des glissements de terrain dont la fréquence va aller en augmentant. Ainsi, à mesure que la surrection se poursuit, la vitesse de l'incision et la fréquence des glissements en masse (et donc l'érosion) vont changer sans que la pente moyenne ne change nécessairement. Binnie *et al.* (2007) proposent que ce découplage entre la pente et la vitesse de d'érosion, dans des conditions extérieures stables, corresponde au passage du système d'un état limité par le transport à un état limité par l'érosion (*transport-limited* à *detachment-limited*). Le dépassement de cette valeur critique survient sans changement du forçage externe et relève donc de processus

autogéniques. Ce comportement non-linéaire et qui implique un seuil critique se retrouve à différentes échelles : par exemple, le cisaillement critique à atteindre au sein de l'écoulement pour que l'incision du lit d'une rivière ait lieu, ou encore le seuil d'écoulement à atteindre pour passer d'une rivière à méandre à une rivière en tresses (Schumm, 1979; Roering et al., 1999; Whipple and Tucker, 1999; Lague, 2001; DiBiase and Whipple, 2011). Les modélisations de Tucker (2004) montrent que les effets de seuil de processus très locaux doivent être pris en compte puisqu'ils peuvent influencer la réponse long-terme du paysage aux forçages externes.

Finally, la réponse du paysage à un processus donné n'est ni unique ni linéaire, elle implique des interactions et dépend des échelles spatiales et temporelles considérées.

Pour comprendre cette évolution, il faut donc considérer l'ensemble du système et des processus mis en jeu.

Appréhender le système dans son ensemble : étude « *source-to-sink* »

La terminologie *source-to-sink* englobe à la fois les zones et les processus qui contribuent à l'érosion, au transport et au dépôt de sédiments, depuis la source du bassin versant jusqu'au fond marin (Sømme et al., 2009; Armitage et al., 2011). Il couvre les aspects morphologiques (surfaces, longueurs, gradients, etc.) et dynamiques (érosion, mobilisation, transport et stockage) de la sédimentation. Enfin, ce terme (équivalent dans ce sens au '*sediment routing system*' de (Allen, 2008b) comprend les processus à l'œuvre dans le système ainsi que les mécanismes d'interactions entre les différents forçages autogéniques et allogéniques (Allen, 2005; Densmore et al., 2007; Sømme et al., 2009). L'intérêt croissant que suscite ce concept résulte d'une prise de conscience des interactions complexes qui régissent l'évolution du paysage et de la difficulté de comprendre ces liens pour mieux interpréter le signal sédimentaire.

L'évolution du paysage et la redistribution des masses sédimentaires dans un système *source-to-sink* répondent aux modifications locales et régionales de processus tectoniques et climatiques (Wolman and Miller, 1960; Allen, 2008a ; Blum and Törnqvist, 2000). Ces processus court et long termes (jours à dizaines de millions d'années) se surimposent à des mécanismes autogéniques court et long terme.

Le système composé d'un bassin versant montagneux et de son piémont correspond à un échantillon caractéristique du paysage puisqu'il met en jeu un grand nombre des acteurs de l'évolution du paysage et montre un fort couplage entre les deux

parties qui le composent, ce qui met bien en évidence les interactions (Figure 1). Il constitue le segment émergé, continental du système *source-to-sink*.

1. Fonctionnement du bassin versant montagneux

Le taux d'érosion du bassin versant montagneux oscille selon les fréquences déterminées par la production de sédiments et les changements climatiques et tectoniques.

En l'absence de perturbations externes, des incisions locales et des modifications du réseau de drainage résultent d'effets de seuil (cisaillement/pente critique) dans la dynamique du transport qui impliquent le stockage temporaire puis le relâchement brutal de sédiment quand le seuil est atteint (ex. Tucker and Slingerland, 1997; Montgomery, 2001; DiBiase and Whipple, 2011). Le taux d'érosion varie également sur le long terme ($>10^5$ ans) en lien avec l'ajustement des pentes topographiques à la surrection tectonique, qui elle-même peut varier à une échelle de temps de plusieurs millions d'années. Enfin, la cyclicité des changements climatiques et la stochasticité de la production de sédiments induisent des oscillations de fréquences variées (\sim journalières à 10^5 ans) qui s'ajoutent à ces tendances.

Les interactions entre processus fluviaux et processus de pente impliquent également une non-linéarité de la réponse du paysage (ex. changement climatique quaternaire induisant un dépôt alluvial rapide suivi d'une incision; Tucker and Slingerland, 1997).

Les temps et les longueurs d'ondes caractéristiques de ces différents facteurs d'évolution qui, de plus, peuvent interagir, impliquent des réponses complexes du paysage.

Les modélisations de Tucker and Slingerland (1997) ont montré que la réponse du bassin à une augmentation des précipitations est plus rapide que celle liée à une diminution des précipitations. Ces auteurs mettent également en évidence l'importance de la distribution des précipitations dans le temps (en opposition à la définition d'une précipitation moyenne), en termes de taille et fréquence des événements, dans l'évolution de l'érosion.

A plus grande échelle de temps, on observe également des interactions fortes entre les moteurs externes de l'évolution du paysage, *via* la topographie, qui auront des conséquences sur la distribution de l'érosion, l'incision et le transport des sédiments.

Dans un domaine en surrection tectonique, l'ensemble du bassin versant se soulevant verra ses pentes augmenter et l'effet orographique ainsi engendré (ou amplifié) va produire de forts pics de précipitations (ex Pazzaglia et al., 2008). Cet effet orographique peut à son tour influencer significativement la localisation et l'ampleur de la déformation dans la chaîne *via* l'exhumation (Willett, 1999).

2. Fonctionnement du piémont

Si le flux sédimentaire entrant dans le piémont est contrôlé par la dynamique du bassin versant, le stockage plus ou moins temporaire, le transport et l'évacuation des sédiments hors du bassin sont contrôlés par la dynamique propre du système de sédimentation dans le bassin (ex. méga-cône alluvial) et les facteurs externes.

Les processus autogéniques de fonctionnement d'un méga-cône incluent des changements de dynamique d'écoulement (diffusif/chenalisé), de directions du flux (avulsions) et de transport effectif (dépôt temporaire et reprise en érosion) qui surviennent sur des échelles de temps allant de l'année à plusieurs dizaines de milliers d'années (voir Paragraphe 4)

La subsidence exerce un contrôle important sur l'évolution du piémont en contrôlant le volume disponible pour la sédimentation. Whipple and Trayler (1996) suggèrent que ce contrôle est de premier ordre sur la taille des cônes alluviaux du piémont, avant les contrôles lithologiques ou climatiques (au steady-state). Par exemple, une subsidence forte favorise la sédimentation proche de l'exutoire de la rivière, proche du relief, et donc la formation d'un cône alluvial épais et peu étendu (Viseras et al., 2003).

En modifiant le niveau de base du système, les variations eustatiques pourraient être à l'origine de changements significatifs dans l'incision du piémont et du bassin ainsi que du type de dépôt dans le bassin (ex. l'augmentation de la taille des éléments de la base vers le sommet d'une formation sédimentaire induite par une baisse du niveau de

base). Cependant, la propagation vers l'amont des effets des variations eustatiques est limitée par l'amplitude de la montée (ou de la baisse) du niveau marin et la pente de la côte (Blum and Törnqvist, 2000; Milana and Tietze, 2007). Une variation d'amplitude relativement faible peut donc être complètement absorbée/atténuée par un piémont suffisamment grand et ne produire aucun effet sur le versant montagneux.

3. Interactions :

L'érosion et le transport des sédiments dans la chaîne de montagnes détermine le flux de sédiment (et d'eau) entrant dans le piémont. À l'inverse, la vitesse de sédimentation dans le piémont contrôle le niveau de base de la montagne et donc sa vitesse d'érosion.

Les modélisations analogiques (Babault et al., 2005), et numériques (Carretier and Lucazeau, 2005) ont montré que la présence d'un piémont, dont l'altitude contrôle le niveau de base de la montagne, augmente significativement le temps de réponse de la montagne pour ajuster son flux de sédiment au soulèvement tectonique. Plus le piémont est grand, plus le temps de réponse sera long et plus l'altitude maximum atteinte par la montagne sera haute. Métivier and Gaudemer (1999) ont également montré que plus le piémont est grand, plus les oscillations hautes fréquences sont atténuées (filtrées) en sortie de bassin.

La vitesse d'adaptation à un forçage donné (temps caractéristique) est différente pour le piémont et la montagne en raison de leur fonctionnement propre et de leurs

caractéristiques géomorphologiques spécifiques (lithologie, végétation, topographie, etc.). Bien souvent, cette réponse est non-linéaire et/ou hystérétique .

De plus, les amplitudes des forçages peuvent être variables dans le temps (ex : variations du soulèvement de la chaîne aux différentes périodes de l'orogénèse, variations climatiques cycliques au Quaternaire, etc.).

Ces trois caractéristiques (temps caractéristique propre à chaque partie du système et pour chaque processus, non-linéarité des réponses et variabilité temporelle du forçage), combinées au fort couplage qui existe entre la montagne et le piémont, produisent un signal complexe d'évolution du paysage. L'adaptation de la montagne et du piémont à un forçage ressemble ainsi à la réponse de deux ressorts de raideurs différentes se tirant l'un et l'autre et l'oscillation propre de l'un peut amplifier ou inhiber la réponse de l'autre.

Par exemple, des changements climatiques rapides et intenses (ex. cycles Quaternaires à 100ka) modifient la quantité de précipitation dans la chaîne. Les précipitations augmentant brutalement, la capacité de transport des rivières augmente en conséquence (et quasi-instantanément) et une forte incision du piémont peut se produire, alors que l'incision et l'érosion mettent plus de temps à s'ajuster dans la montagne. L'incision du piémont provoque une baisse du niveau de base de la montagne ce qui accélère la vitesse d'érosion de la montagne (surtout proche du point de jonction avec le piémont, Carretier and Lucazeau, 2005). Le flux sédimentaire qui en sort augmente alors et va bientôt produire une accumulation importante dans le piémont où les rivières ne pourront plus le transporter. Dans le signal d'évolution du paysage, on

observe donc un décalage des maximums d'incision et de sédimentation par rapport aux cycles climatiques en raison des temps de réponse variables (Humphrey and Heller, 1995; Braun et al., 2015)

4. Les méga-cônes fluviaux

La terminologie de méga-cône fluvial désigne l'objet géomorphologique formé par l'accumulation de matériel généralement déposée là où une rivière sort du relief montagneux et débouche, au front de la chaîne, dans un bassin de piémont relativement plat (Figure 1 ; Blair and McPherson, 1994a; DeCelles and Cavazza, 1999; Leier et al., 2005; Latrubesse, 2015). Le fort taux de sédimentation des méga-cônes, en particulier dans les zones tectoniquement actives, en font un témoin majeur de l'érosion du relief (ex. Weissmann et al., 2010; Abrahams, 2015; Latrubesse, 2015). La forme en segment de cône, ou éventail, de cet objet le rend particulièrement reconnaissable et résulte de l'étalement du matériel alors que la rivière, qui n'est plus nécessairement chenalisée dans le bassin et peut y diverger latéralement, perd sa puissance et donc sa capacité de transport (Blair and McPherson, 1994a; Stanistreet and McCarthy, 1993; DeCelles and Cavazza, 1999). La rivière a bien souvent drainé un bassin versant très vaste dans la chaîne et le méga-cône formé par ses sédiments peut couvrir plusieurs milliers à centaines de milliers de kilomètres carrés (Wells and Dorr, 1987; Gupta, 1997; DeCelles and Cavazza, 1999; Leier et al., 2005).

Une grande variété de méga-cônes existent, qui sont caractérisés selon leur pente, leur taille, leur couvert végétal et surtout par la nature et le degré de confinement

(chenalisation) de leur écoulement (Figure 4 ; Stanistreet and McCarthy, 1993; Weissmann et al., 2010)

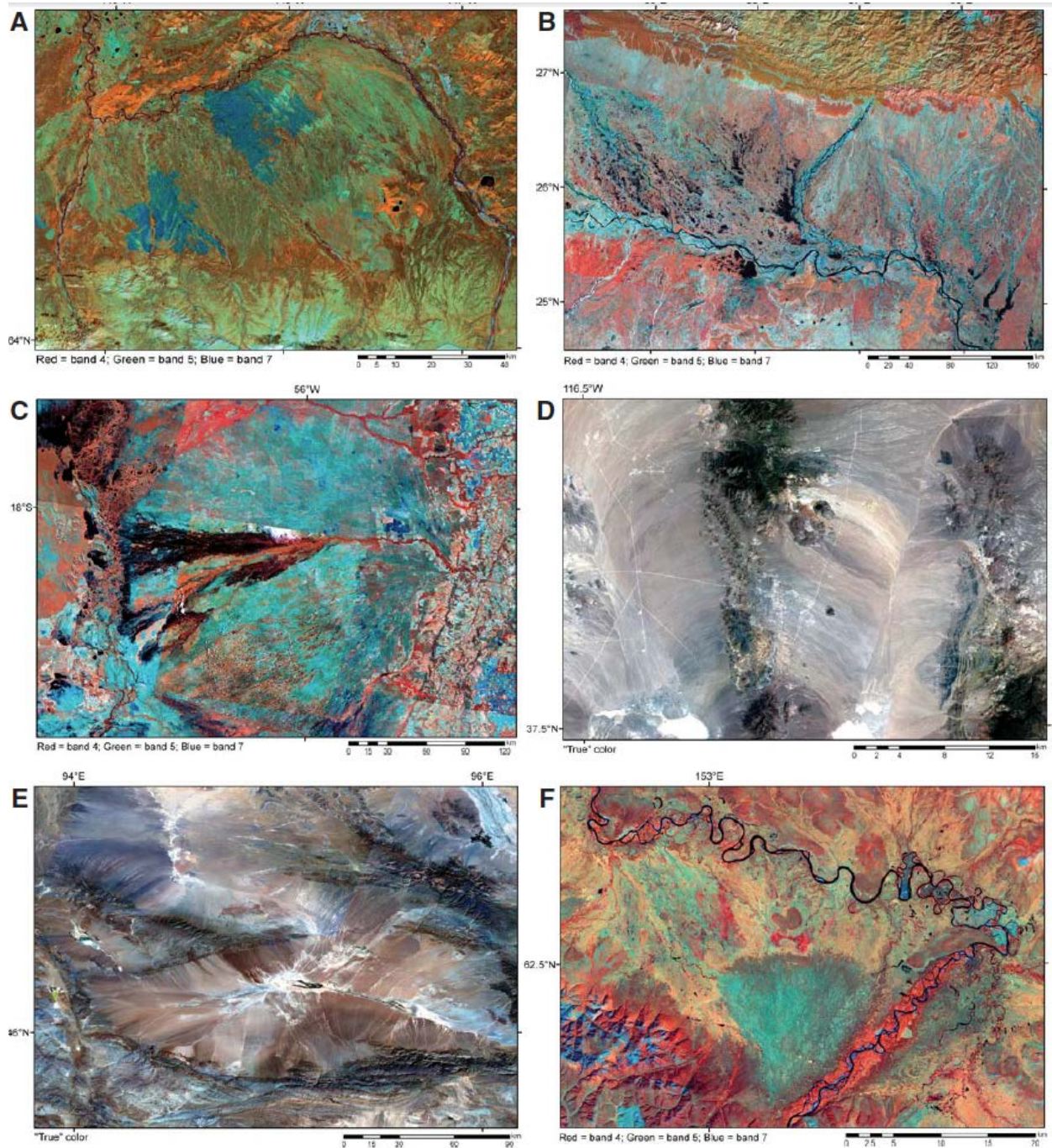


Figure 4 Images satellites de cônes et méga-cônes alluviaux actifs montrant différents types d'écoulement.. A - Piémont de l'Alaska Range, près de Fairbanks ; B - Plaine du Gange, Inde ; C - Cône de la Taquari River dans le bassin du Pantanal, Brésil ; D - Province des Basin and Range, Nevada ; E - Vallée des Lacs, Mongolie ; F - Cône de la rivière Buyunda, bassin de Selmchan, Sibérie. L'échelle est différente et indiquée pour chaque image. (Weissmann et al., 2010)

4.1. Dynamique de l'écoulement

Une grande variété de cas existe en effet quant à la dynamique d'écoulement. Weissmann *et al.* (2010) ont introduit la notion de *Distributary Fluvial Systems* pour définir les méga-cônes. Cette définition inclut (i) un réseau de drainage radial depuis l'apex, (ii) une diminution de la taille des grains en s'éloignant de l'apex, (iii) l'absence de confinement latéral des drains et (iv) une diminution de leur taille vers l'aval. Cependant, la diminution de la taille des grains vers l'aval n'est pas un caractère systématique et, bien souvent, les sédiments transportés par les puissantes rivières qui alimentent et incisent les méga-cônes ont une distribution de taille de grain relativement uniforme (Latrubesse, 2015). De plus, les critères de forme des drains sont également discutables. Pour certains exemples naturels de méga-cônes, la largeur des drains est relativement constante (Fielding *et al.*, 2012) ou bien leur construction se fait simplement par des avulsions d'un drain relativement confiné (Hartley *et al.*, 2010). On observe bien souvent une alternance entre des périodes dominées par un écoulement diffusif et des périodes où un drain confiné migre latéralement (avulsions, ex. Blair and McPherson, 1994b; Davidson *et al.*, 2013; Latrubesse, 2015). Dans de nombreux cas, on observe même une transition dans le style d'écoulement au cours du trajet à la surface du cône (Stanistreet and McCarthy, 1993; Nichols and Fisher, 2007; Davidson *et al.*, 2013).

Cette dynamique d'écoulement qui varie au cours du temps est un élément caractéristique des méga-cônes puisqu'elle permet leur construction et leur grande taille. Si le climat, *via* la distribution spatiale et temporelle des précipitations, doit jouer

un rôle dans cette dynamique, elle est d'abord fonction de processus autogéniques cycliques (Humphrey and Heller, 1995; Coulthard et al., 2002).

Nicholas *et al.* (2009) et van Dijk *et al.* (2009) décrivent cette dynamique d'alternance entre flux diffusif et chenalisé, observée sur des modèles analogiques et numériques, sans modification du forçage externe. D'après van Dijk *et al.* (2009), lorsque les dépôts à l'apex atteignent et dépassent une pente critique, le flux devient chenalisé. Un drain unique se dessine par érosion vers l'amont et se connecte à la rivière d'alimentation du cône. Ce drain chenalisé incise la partie amont du cône et transporte ces sédiments vers un nouveau lobe actif en pied de cône (progradation). L'incision à l'apex entraîne une diminution progressive de la pente du drain, l'écoulement ralentit et un banc se forme au débouché de la rivière. La rivière s'élargit et est remblayée progressivement, jusqu'à déborder son lit chenalisé. Les deux types d'écoulement (chenalisé et diffusif) peuvent subsister conjointement et participer au remplissage des chenaux. Lorsque l'ensemble du cône devient dominé par les écoulements distributifs, sa pente augmente jusqu'à atteindre à nouveau la pente critique et le cycle recommence. Ces observations sont faites pour des débits d'eau et de sédiment entrants constants et sans modifications des conditions externes (conditions de bord, tectonique et climat constants).

Par ailleurs, le climat, et plus généralement l'érosion dans le bassin, doit influencer sur ces cycles en inhibant ou amplifiant certains processus. En périodes humides, voire lors de précipitations exceptionnelles (tempêtes), le flux sédimentaire arrivant à la sortie du relief peut augmenter brusquement et déborder le lit du chenal à son arrivée dans le piémont, étalant les sédiments sur une large surface. Lorsque l'érosion de la chaîne est

revenue à l'équilibre, la rivière retrouve sa capacité érosive et entaille alors un lit confiné dans les sédiments du cône.

Ces oscillations entre des régimes d'écoulement différents peuvent être rapides et correspondent à une autre échelle de temps que celle des variations saisonnières de précipitations ou encore celle liée aux événements exceptionnels de précipitation. Le dépôt sédimentaire du cône n'enregistre pas forcément toutes ces oscillations, ce qui rend leurs distinctions difficiles.

4.2. Contrôles externes sur la construction d'un méga-cône

La vitesse de subsidence du piémont, au toit de la faille d'un bassin en extension notamment, contrôle la taille du cône et cet effet est bien plus important que les effets de changements climatiques ou lithologiques, qui ne sont que de second ordre (Whipple and Trayler, 1996; Allen and Hovius, 1998; Allen and Densmore, 2000).

Mais la taille d'un cône alluvial doit nécessairement être contrôlée par la taille du bassin versant qui l'alimente puisque celui-ci produit le matériel de construction du cône, pourvu que les précipitations soient suffisantes pour assurer l'érosion et le transport des sédiments. Cette relation entre l'aire drainée dans le bassin et la taille du cône produit à son exutoire a été mise en évidence depuis longtemps (Bull, 1964; Denny, 1965) et semble être vérifiée pour un très grand nombre de cas, depuis les cônes alluviaux conventionnels jusqu'aux méga-cône (Figure 5 ; Dade and Verdeyen, 2007). Toutefois, Dade and Verdeyen (2007) remarquent qu'au sein des groupes formés par les

cônes d'une même région, le ratio entre aire du cône et aire drainée peut varier de deux ordres de grandeur (0.03 à 1.4) ce qui traduit des influences liées à la taille du système elle-même (cône vs. méga-cône par exemple), à la lithologie (érodabilité), au climat et à la distribution spatiale des taux de déformation de la croûte.

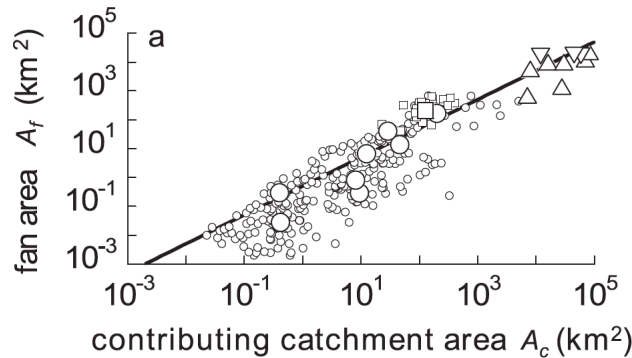


Figure 5 L'aire du cône alluvial (A_f) représentée en fonction de l'aire du bassin versant d'alimentation (A_c) pour une série de cônes et méga-cônes alluviaux des Andes, des Alpes, de l'Himalaya et des Rocheuses (et cônes martiens, gros cercles) décrivent une relation telle que : $A_f = \gamma A_c$ avec $\gamma = 0,5 \pm 0,35$. (Dade and Verdeyen, 2007)

Si les méga-cônes alluviaux sont présents dans des contextes géodynamiques variés, leur répartition globale, essentiellement dans une bande située entre 15° et 35° de latitude (Figure 6), suggère la nécessité de certaines conditions climatiques pour la croissance de tels objets. Notamment, il a été proposé qu'un climat aride est particulièrement favorable pour la construction et le maintien de méga-cônes : dans ce régime, les précipitations rares, ponctuelles et violentes (tempête) favorisent un pic d'érosion dans la montagne, une augmentation forte et courte dans le temps du transport des sédiments vers le bassin où ce soudain apport est distribué sur la surface du cône (*sheetflow*) (ex. Blair and McPherson, 1994a)

En observant les méga-cônes actifs à travers le monde, Leier *et al.* (2005) notent qu'un débit minimal d'environ $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ est nécessaire mais pas suffisant pour la construction d'un méga-cône fluvial ; l'existence d'un contraste climatique saisonnier semble être un facteur-clé (Figure 7).

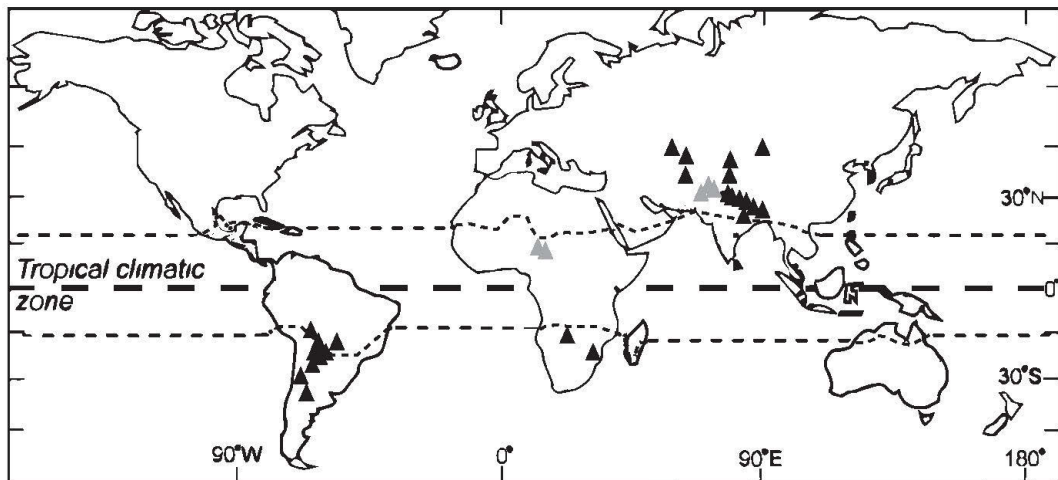


Figure 6 Les méga-cônes alluviaux (triangles noirs = avérés, triangles gris = possibles) sont principalement localisés aux pieds des chaînes de montagnes qui se situent en marge de la zone climatique tropicale, ce qui correspond aux régions où les précipitations sont saisonnières. Modifiée d'après (Leier et al., 2005).

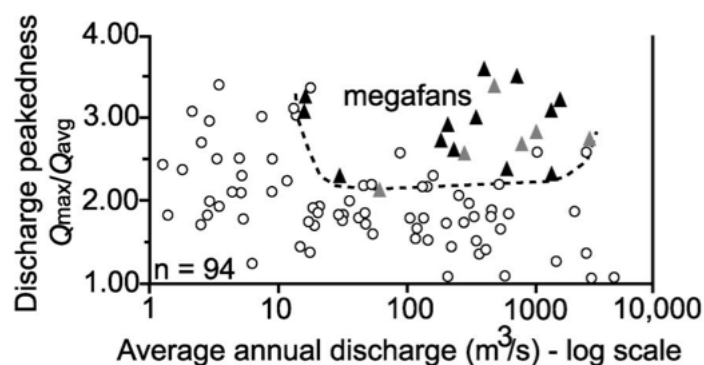


Figure 7 : Rapport du débit moyen mensuel du mois où le débit est le plus fort sur le débit annuel moyen (Discharge Peakedness, comme proxy de la variabilité saisonnière) représenté en fonction du débit annuel moyen (qui représente la taille de la rivière). Les rivières qui construisent des méga-cônes (triangles) montrent une plus grande variabilité climatique saisonnière que les rivières qui n'en produisent pas (ronds). D'après Leier *et al.* (2005)

4.3. Contrôles sur l'incision (permanente) d'un méga-cône

S'il l'on reconnaît l'importance des processus autogéniques (parfois couplé à un forçage externe; voir paragraphe précédent) dans les cycles d'aggradation/érosion pendant la construction d'un méga-cône, la cause de l'incision permanente et de l'abandon du méga-cône par sa rivière d'alimentation reste débattue.

Pour de nombreux auteurs, l'incision (sur plusieurs dizaines à centaines de mètres) des dépôts du cône par la rivière qui alimentait précédemment le cône est nécessairement liée à un changement important des conditions externes. L'abandon par incision a ainsi été utilisé comme marqueur de changements du niveau de base, du style ou des vitesses de déformations tectoniques, ou encore de climat (Bull, 1977; Harvey, 2002; Viseras et al., 2003; Poisson and Avouac, 2004; Vassallo et al., 2007; Dühnforth et al., 2008; Fontana et al., 2014b). L'incision de la zone proximale (apex) du cône par sa rivière d'alimentation peut, par exemple, être le résultat des fluctuations des flux d'eau et de sédiments arrivant au cône en raison d'une plus grande variabilité climatique (Fontana et al., 2014b) ou d'une modification tectonique (Gawthorpe and Leeder, 2000; Weissmann et al., 2010). Toutefois, l'expression morphologique de chacun de ces forçages n'est pas toujours enregistrée ou elle peut être difficile à identifier.

Par ailleurs, des travaux récents de modélisation numérique et analogique suggèrent qu'une incision significative et permanente du cône peut survenir sans changements des conditions externes (Nicholas and Quine, 2007; Nicholas et al., 2009; van Dijk et al., 2009; Pepin et al., 2010). En considérant que l'incision comprend un seuil

(seuil critique de cisaillement) et dans certaines conditions aux limites (constantes, qui limitent l'extension du cône et permettent l'évacuation des sédiments), une incision permanente peut avoir lieu sans forçage tectonique ou climatique. Van Dijk *et al.* (2009) identifient également la forme de la rivière d'alimentation (ratio largeur/profondeur notamment) comme facteur influençant l'incision (i.e. une rivière d'alimentation large favorise la formation de bancs qui retarde ou empêche l'incision).

4.4. Exemples naturels

La sensibilité de la dynamique des méga-cônes alluviaux aux modifications des facteurs externes et leur bonne préservation dans le temps, du fait de leur taille notamment, en font un objet d'étude privilégié pour la compréhension des modalités d'évolution du paysage.

Les méga-cônes qui se sont développés aux pieds de l'Himalaya sont parmi les plus étudiés (Figure 8 ; (Wells and Dorr, 1987; Gupta, 1997; DeCelles and Cavazza, 1999; Chakraborty and Ghosh, 2010; Abrahams, 2015). Ils sont généralement formés par d'importantes rivières transversales à la chaîne et qui pré-existent aux structures et reliefs frontaux de la chaîne (DeCelles and Cavazza, 1999). Le long du front de la chaîne, ils sont intercalés à des cônes de plus petites tailles (inter-cônes, de surface $\sim 10^2$ km² contre 10^3 à 10^4 km² pour les méga-cônes ; DeCelles and Cavazza, 1999). Le méga-cône de la rivière Kosi, s'étend sur une centaine de kilomètres dans la plaine du Gange (nord-est de l'Inde) et a été construit par les avulsions (préférentiellement vers l'est) de cette rivière drainant un très grand bassin versant qui atteint les zones de plus hautes

altitudes de l'Himalaya. Le rôle de la mousson, qui induit une dynamique climatique cyclique et des phénomènes intenses, dans l'évolution des méga-cônes a été mis évidence (Leier et al., 2005). La déformation tectonique active de la chaîne est également pointée comme moteur de la réorganisation du réseau de drainage à l'origine de la formation de méga-cône (Gupta, 1997).

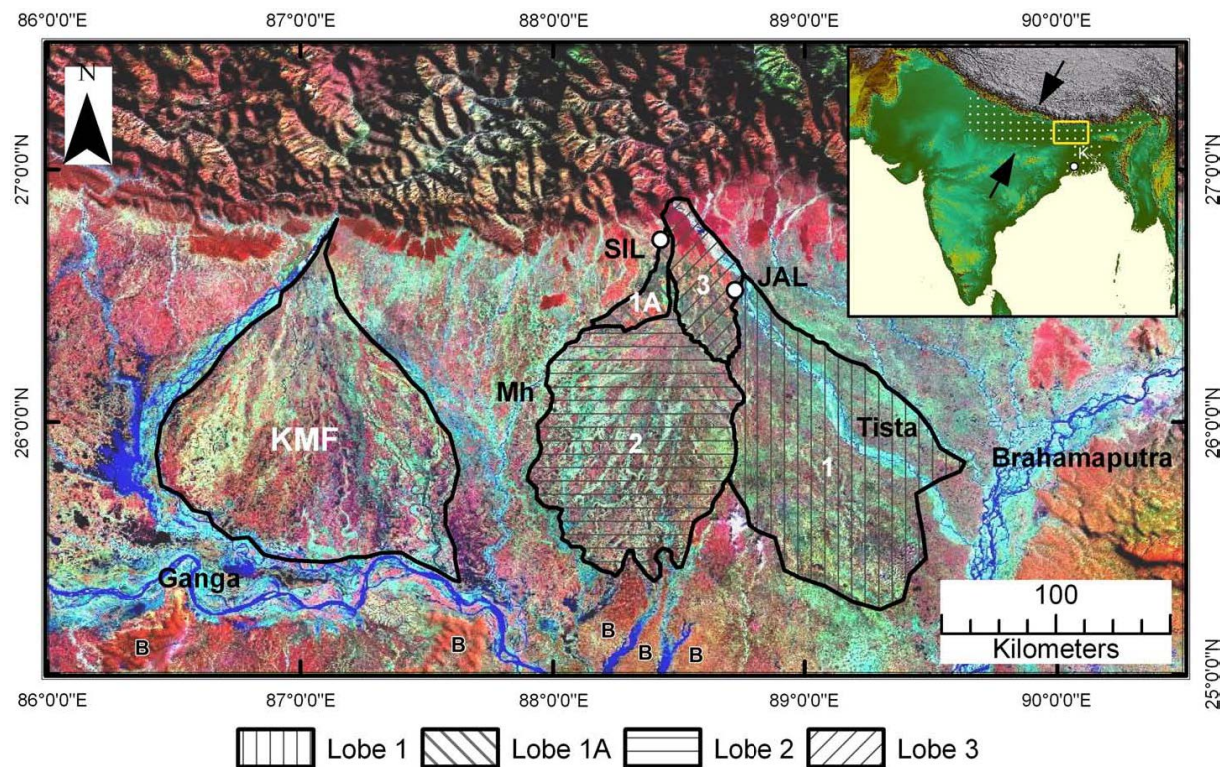


Figure 8 Image satellite d'une partie du piémont est de l'Himalaya montrant les méga-cônes alluviaux de la Kosi (KMF), et de la Tista (qui comprend plusieurs lobes numérotés). Mh – rivière Mahananda ; SIL – Siliguri ; JAL – Jalpaiguri ; B – affleurements de socle. (Chakraborty and Ghosh, 2010)

Un ensemble de cônes et méga-cônes coalescents au pied des Alpes, côté sud, est décrit par (Figure 9; Fontana et al., 2014a; 2014b). Leur évolution et incision sont rattachées par ces auteurs aux variations climatiques Quaternaire qui modulent l'érosion de la chaîne et le transport jusqu'à la plaine.

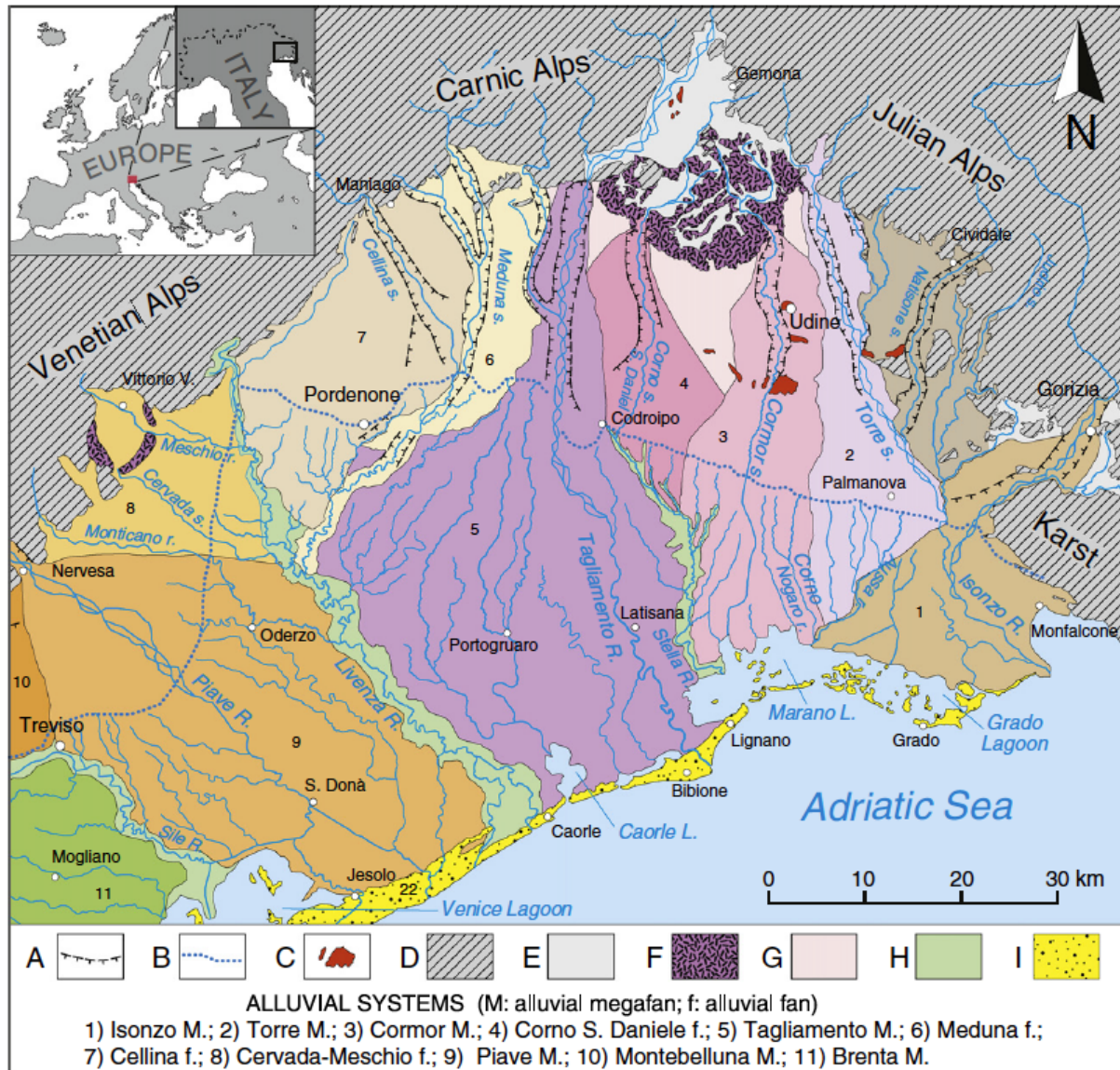


Figure 9 Cônes alluviaux du piedmont sud des Alpes dans la plaine du Frioul-Vénétie. A - escarpement fluvial ; B - limite entre parties proximale et distales des cônes (*spring line*) ; C - terrasses d'origine tectonique ; D - chaîne de montagne ; E - dépôts intra-montagneux ; F - moraines terminales ; G - dépôts inter-cônes ; H - rivières alimentées par les eaux d'infiltration ; I - systèmes côtiers de deltas et lagons. (Fontana et al., 2014a)

Le méga-cône du Taquari dans le bassin du Pantanal (Brésil) est caractérisé par une dynamique d'avulsion très rapide (nombreux épisodes documentés dans les dernières décennies) dans la partie basse du cône alors que le flux est confiné et plus profondément enfoncé dans les sédiments Pléistocène vers l'apex. Pour Assine (2005), la subsidence différentielle au sein du bassin du Pantanal a favorisé et localisé l'avulsion et la construction du méga-cône. Les épisodes d'inondation semblent être devenus plus fréquents ces 30 dernières années notamment en raison de précipitations plus fortes mais l'accélération des processus d'avulsions pourrait résulter de l'utilisation de cette zone pour l'agriculture intensive et le pâturage (Assine, 2005).

DeCelles and Cavazza (1999) décrivent une formation ancienne assimilée à un méga-cone alluvial fossile formé au pied de la Cordillère américaine (Utah). Daté à la fin du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) par des fossiles et données palynologiques, ce conglomérat quartzitique couvre plus de 10 000 km² sur près de 120 m d'épaisseur. Il est associé à une reprise de l'érosion suite à un soulèvement tectonique de la zone source, située à plus de 50km, au front de la chaîne. Des plis-failles ont également créé des hauts topographiques qui ont influencé les directions de transport mais n'ont pas significativement contribué à l'alimentation du bassin. Il est assimilé à la famille des méga-cônes et cônes alluviaux par son faciès, l'analyse des lignes isopaques et des paléo-courants.

Identifier les facteurs de l'évolution du paysage du système montagne/piémont : marqueurs et outils

Le paysage évolue à la faveur de processus autogéniques et de forçages externes (cf. Partie II) qui sont caractérisés par leurs fréquences et amplitudes propres. Les outils de la géomorphologie permettent d'identifier les marqueurs morphologiques des différents processus et ainsi d'analyser les facteurs contrôlant l'évolution de la topographie au cours du temps.

1. Etudes de cas naturels

1.1. Morphologies

1.1.1. Morphologie du réseau de drainage

L'analyse des processus qui influencent l'évolution du paysage passe par l'identification de marqueurs géomorphologiques qui sont leur signature. La morphologie du réseau de drainage est depuis longtemps considérée comme un marqueur des processus de surface. La classification de Rosgen (1994) des types de rivières naturelles est basée sur des critères de formes (morphologie du lit de la rivière, de la vallée, de la rivière dans son ensemble, du bassin, du réseau de drainage) mais également sur des critères dynamiques (type d'écoulement, transport/dépôt de sédiment, incision du lit, érosion des berges, etc.) et biologiques (biomasse contenue, végétation riparienne, etc.) qui décrivent un état de la rivière. Cet état renseigne sur les

processus physico-chimiques à l'œuvre et sur les conditions externes. La classification de Montgomery and Buffington (1997) relie directement les critères morphologiques et dynamiques (ex pente, taille des grains transportés, végétation, cisaillement dans l'écoulement, morphologie du lit) aux processus de pentes et aux forçages externes.

1.1.2. Relation pente/aire drainée, stream power law et profil en long

De manière générale, dans un orogène en développement, la taille du bassin versant et la longueur du drain qui lui est associé augmentent avec le temps, à mesure que le relief croît. On s'attend donc à ce qu'un certain nombre de relations existent entre les différents paramètres morphologiques de ce système (Allen and Hovius, 1998; Castelltort and Simpson, 2006; Strahler, 1952; Wobus et al., 2010). Strahler (1952) montre par exemple que la forme de la courbe hypsométrique (surface cumulée par altitude) d'un bassin est fonction de l'état de maturité (d'équilibre) du système et renseigne ainsi sur les processus mais aussi sur les paramètres lithologiques et structuraux qui influencent l'érosion.

La forme du profil en long d'une rivière peut également être utilisée pour mettre en évidence un forçage externe. Une relation (semi-empirique) relie la forme de la rivière (pente, concavité) et l'aire du bassin à l'incision (*stream power law*) :

$$\epsilon = KA^m S^n \quad (1)$$

où ϵ est l'érosion du lit de la rivière, K est un coefficient d'érodabilité du lit (rocheux) de la rivière, A est l'aire drainée (proxy pour le débit), S est la pente locale de la rivière et m et n sont des coefficients positifs. La variation d'altitude d'un point du lit d'une rivière au cours du temps peut être exprimée comme la différence entre la surrection et l'érosion :

$$\frac{dz}{dt} = U - \epsilon = U - KA^m S^n \quad (2)$$

Lorsque le système est à l'équilibre (érosion compense surrection et donc $dz/dt=0$), on peut exprimer l'équation 2 comme suit :

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3)$$

exprimant une relation en loi de puissance entre la pente (S) et l'aire drainée (A), où k_s est un indice de pente (*steepness index*) et $\theta=m/n$ est la concavité (locale) du profil de la rivière.

L'indice de pente k_s est sensible à la vitesse de surrection, au climat et à la lithologie du substrat érodé (ex. Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2001; 2012). La concavité est quant à elle sensible à des variations spatiales et/ou temporelles de ces facteurs au sein du système. Par exemple, l'équation (3) prédit que dans une région où la surrection augmente vers l'aval du système, le profil aura une concavité faible (ou peut même être convexe), et inversement (ex. Kirby and Whipple, 2001). Un profil plus fortement concave peut également être le résultat de précipitations plus intenses et plus importantes en moyenne dans un domaine stable tectoniquement (Zaprowski, 2005). Le

profil de la rivière peut également être modifié par un changement de conditions aux limites : une chute du niveau de base du bassin (variation eustatique, par exemple) entraîne une forte incision locale à la sortie du bassin (rupture de pente sur le profil appelé *knickpoint*) et qui va se propager vers l'amont jusqu'à ce que le profil ait retrouvé un nouvel équilibre (Figure 10). La vitesse de propagation de cette rupture de pente le long du profil dépend du débit (ordre de grandeur de quelques mm à m par an), cette rupture de pente se ramifiant à chaque confluence du réseau hydrographique (Schumm et al., 1987). Toutefois, comme pour les critères de concavité et de pente, l'observation d'un tel élément morphologique (*knickpoint*) ne doit pas être utilisé seul pour déduire le forçage d'un processus donné puisque cette morphologie pourrait également être le résultat d'un contraste lithologique au sein du bassin (passage vers l'aval d'une lithologie plus résistante à une lithologie plus facilement érodée) ou encore d'une structure tectonique active (faille).

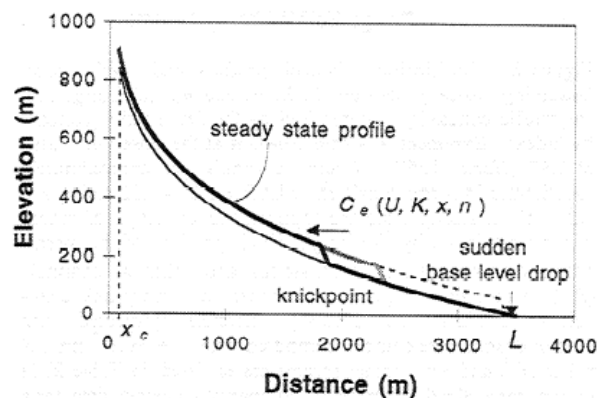


Figure 10 Représentation schématique de la propagation d'une rupture de pente (*knickpoint*), formée à la suite d'une chute du niveau de base, sur le profil en long d'une rivière. (Whipple and Tucker, 1999)

Il faut noter que ces méthodes d'analyse du profil de la rivière et du bassin versant sont limitées par les hypothèses sur lesquelles les équations précédentes reposent : (i) l'hypothèse d'équilibre et l'uniformité du taux de surrection sur l'ensemble du système sont difficiles à justifier ; (ii) l'érodabilité est un facteur qui dépend des lithologies érodées mais qui est mal quantifié, même dans le cas où la lithologie est homogène sur tout le bassin versant. Le paramètre de la largeur de l'écoulement est implicitement supposé constant ou ayant une distribution simple le long du profil dans ces modèles ; or l'érosion latérale et la variation temporelle de la largeur du flux peuvent être importants, notamment dans le cas de cônes alluviaux, et dépendent elles aussi des processus mis en œuvre. La caractérisation de ce paramètre est l'une des limitations actuelles des modèles d'évolution du paysage et a fait l'objet de travaux récents (Yanites and Tucker, 2010; DiBiase and Whipple, 2011; Cook et al., 2014).

Enfin, puisque les études qui utilisent ces relations sont généralement basées sur l'analyse de Modèles Numériques de Terrain (MNT), la qualité de ceux-ci influence l'interprétation des résultats (notamment en terme d'échelle spatiale, limitée par la précision du MNT).

Cette contrainte imposée par la mauvaise résolution de la pente par les MNT peut être contournée en utilisant une méthode, développée récemment, basée sur une fonction d'intégration de l'aire drainée en chaque point du réseau de drainage (Perron and Royden, 2012; Royden and Perron, 2013; Willett et al., 2014). Ce proxy (χ) donne un aperçu de l'état dynamique du réseau de drainage et peut mettre en évidence un déséquilibre du système par rapport au *steady-state* qui sera compensé par une réorganisation du drainage par captures (Figure 11).

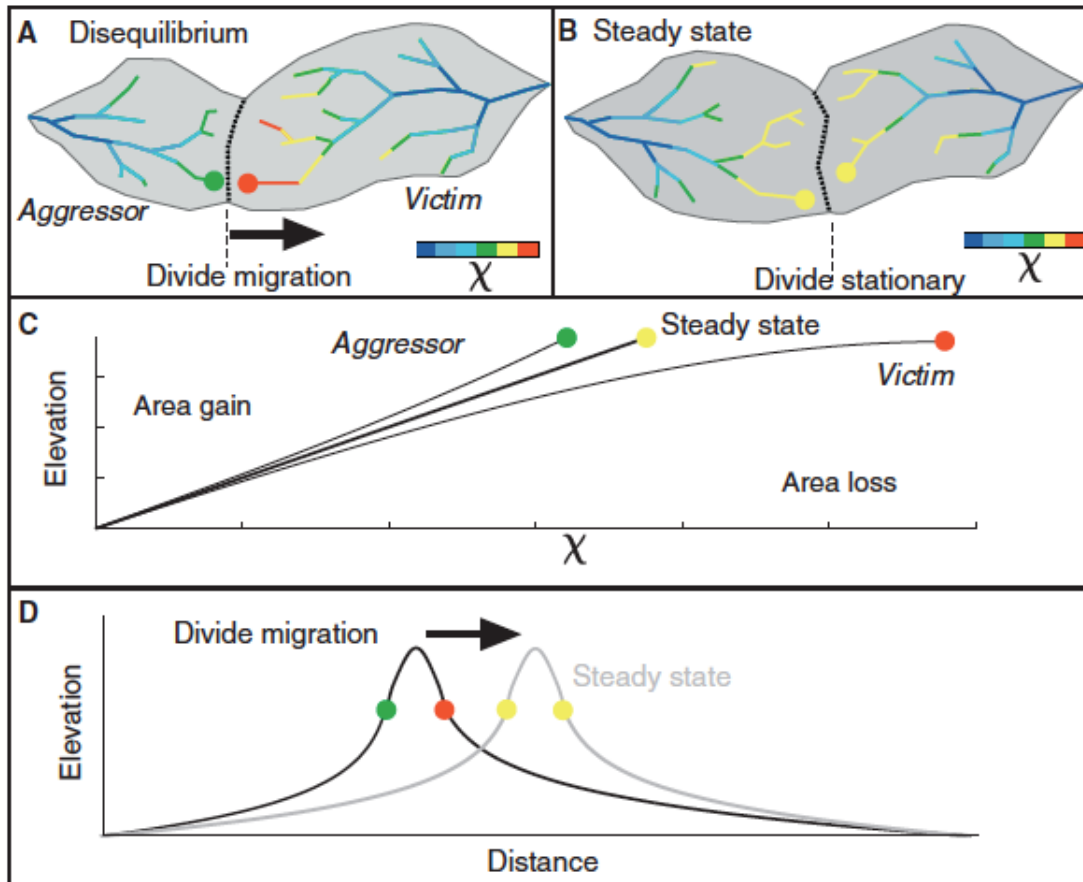


Figure 11 Représentation schématique de l'utilisation de la méthode intégrale (proxy χ). Un changement de forme et de taille de deux bassins versants, d'un état en déséquilibre (A) vers un état à l'équilibre au *steady-state* (B) peut se faire par migration de la ligne de partage des eaux entre les deux bassins. (C) Le proxy χ donne une estimation de l'altitude d'un point pris sur le cours de la rivière qui serait à l'équilibre. (C et D) Les deux réseaux de drainage modifient leurs distributions en altitude par incision/dépôt et migration de la ligne de partage des eaux jusqu'à atteindre une distribution symétrique des valeurs de χ de part et d'autre de la ligne de partage. (Willett et al., 2014)

1.1.3. Dépôts sédimentaires

Lorsqu'une rivière change son cours par avulsion ou incise son propre lit verticalement, les dépôts de son ancien lit peuvent être conservés et former une surface alluviale distincte. Les terrasses alluviales qui s'étagent le long d'une rivière marquent ainsi les anciens niveaux occupés par le drain et abandonnés successivement par différents épisodes d'incision. L'abandon de ces surfaces alluviales peut être daté (nucléides cosmogéniques, OSL, ^{14}C) et, à partir de l'espacement vertical des terrasses, on peut estimer une vitesse pour chaque épisode d'incision. L'âge d'abandon et les vitesses calculées, ainsi que la géométrie des surfaces (déformations) permettent de corréler les épisodes d'incision aux forçages climatiques (Bridgland and Westaway, 2008a), tectoniques (Wegmann and Pazzaglia, 2002; Litchfield and Berryman, 2006; Vassallo et al., 2007) et/ou liés au changement de niveau de base (Antón et al., 2012).

Les surfaces (roches polies) et dépôts (moraines, blocs erratiques) associés à l'activité glaciaire peuvent être analysés par ces mêmes méthodes pour estimer la dynamique d'érosion glaciaire qui est liée au premier ordre au forçage climatique et à l'altitude (Wittmann et al., 2007; Delmas et al., 2015).

1.2. Quantification des flux

L'influence des différents processus sur l'évolution du paysage peut être appréhendée à travers les flux de matériel.

1.2.1. Flux sédimentaire

Plusieurs types de dépôt sédimentaire peuvent être identifiés, au sein du bassin versant et dans le piémont, qui renseignent sur les processus de surface actifs. Les cônes de déjections, les cônes alluviaux, les glissements de terrain, les moraines, sont autant de dépôts dont la formation implique des processus de surface spécifiques qui dépendent de processus autogéniques et de forçages externes différents. Leurs fréquences et leurs amplitudes sont également caractéristiques de celles des forçages. La forme et la taille des dépôts du piémont donnent un aperçu du fonctionnement, en termes d'érosion et de transport, de l'ensemble du bassin dont sont issus ces sédiments. La taille des éléments contenus dans le dépôt est fonction à la fois des processus d'érosion et de la dynamique de transport ; elle dépend donc de la lithologie, du climat (précipitation mais aussi *via* la présence de glaciers), de la topographie, de la tectonique et de la végétation. Mais là encore, une observation peut être interprétée en faisant intervenir plusieurs facteurs différents : une augmentation de la taille des grains vers le haut d'une série sédimentaire dans le bassin peut être interprétée comme (i) une progradation du cône en réponse à une accélération du soulèvement de la zone source, (ii) un changement de la zone source (de plus en plus facilement érodable), (iii) un changement du niveau de base, ou encore (iv) une conséquence de variations auto-cycliques du flux sur le cône (DeCelles et al., 1991).

Selon la lithologie érodée, la topographie et le climat, il faut également tenir compte de la fraction de la dénudation qui se fait par dissolution (estimée à <20% dans la plupart des orogènes ; Michael et al., 2014).

Une autre grandeur, souvent difficile à quantifier, a pourtant une importance capitale dans la compréhension de l'évolution du paysage : la quantité de sédiments qui n'est pas retenue quantitativement dans les différents dépôts du bassin versant et du piémont mais est (plus ou moins) directement évacuée vers le bassin marin (*bypass*). L'enregistrement sédimentaire du système est donc incomplet et témoigne d'une dynamique particulière de l'écoulement liée aux conditions du système (Bridgland and Westaway, 2008b).

Des outils permettent la mesure directe de la charge sédimentaire (dissoute et solide) mais ces méthodes ne peuvent être appliquées partout (accessibilité, mise en œuvre complexes) et comportent des incertitudes importantes. De plus, les résultats de ces mesures ne peuvent être directement extrapolés pour des estimations des flux passés. Il faut également noter que les perturbations anthropiques (agriculture, déforestation, barrage) ont un impact important sur le flux sédimentaire actuel des rivières, qui ne correspond donc pas à celui d'échelles de temps plus grandes (ex. Allan et al., 1997; Syvitski et al., 2005).

1.2.2. Vitesses de dénudation

Estimer les vitesses d'érosion du paysage peut permettre de retrouver les processus impliqués dans son évolution. Des méthodes de datation récentes permettent ces estimations.

Un nombre croissant d'études utilise les concentrations des sédiments de rivière en nucléides cosmogéniques pour quantifier les taux d'érosion moyenné à l'échelle du bassin versant du site échantillonné (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996; vonBlanckenburg, 2006; Delunel et al., 2010; Schaller et al., 2001; Portenga and Bierman, 2011). Les taux ainsi estimés s'appliquent à l'échelle de temps des nucléides cosmogéniques (typiquement millénaire) et doit tenir compte des contraintes de la méthode (concernant la lithologie, la présence de glace/neige, cf. Chapitre 1). Comparés aux vitesses valables pour des échelles de temps plus longues (voir plus bas), elle peut permettre de mettre en évidence l'importance des glissements de terrains, du climat ou des perturbations anthropiques sur l'érosion récente (Glotzbach et al., 2013; Abrahami, 2015).

Sur de plus longues échelles de temps, les méthodes de thermochronologie basse-température donnent accès aux vitesses d'exhumation (cf Chapitre 1). Il nous faut différencier ici l'érosion qui est le processus physico-chimique de mobilisation du matériel, de l'exhumation qui est le mouvement relatif des roches par rapport à la surface et implique donc l'érosion mais également la tectonique, ; la surrection fait quant à elle référence au mouvement de la surface (par rapport à un référentiel extérieur). Des variations spatiales dans les vitesses d'exhumation peuvent par exemple mettre en

évidence le mouvement relatif d'unités tectoniques de part et d'autre d'une faille, tandis que des variations temporelles des vitesses (mises en évidence par une variation de la pente du profil âge-altitude par exemple, cf. chapitre 1) peut traduire une modification des conditions climatiques et/ou tectoniques.

2. Modélisation expérimentale

La modélisation expérimentale (analogique) en laboratoire a pour objectif de simuler l'érosion et le transport des sédiments grâce à un écoulement/ruissellement appliqué sur un matériel qui reproduit au mieux le comportement du paysage, à petite échelle. L'intérêt est de pouvoir contrôler les conditions externes appliquées et donc d'observer leurs effets.

Le dispositif expérimental se compose typiquement d'un ou plusieurs matériaux (sables, silicone, plasticine) facilement érodables et qui peuvent être soumis à un écoulement d'eau (dont on maîtrisera le débit) et/ou à des effets qui simulent les précipitations (sous la forme de gouttes d'eau très fines) et/ou les contraintes tectoniques (par mouvement de la base de certaines parties du modèle). Ces modèles ont permis de reproduire certaines dynamiques d'évolution du paysage (Hasbargen and Paola, 2000; Bonnet and Crave, 2006; Nicholas et al., 2009; Rohais et al., 2011; Guerit et al., 2014).

Ils permettent par exemple d'observer les variations cycliques autogéniques de l'écoulement sur un cône alluvial et mettre ainsi en évidence l'importance de cette dynamique dans la construction et/ou l'incision du cône (Nicholas et al., 2009; van Dijk et al., 2009). D'autres modèles, centrés sur le bassin versant, mettent également en évidence les processus autogéniques propres à cette partie du système et les morphologies qui en résultent (ex. Hasbargen and Paola, 2000). Enfin, des modèles plus complets ont permis de mettre en évidence le couplage entre montagne et piémont (Babault et al., 2005).

Cette approche pose néanmoins le problème du dimensionnement des phénomènes physiques que l'on cherche alors à reproduire à des échelles de temps et d'espace très réduites (ex. Bonnet and Crave, 2006). De plus, les matériaux utilisés dans ces modélisations ne sont pas standardisés, ce qui pose problème pour comparer les résultats et pour leur reproductibilité, d'autant que les méthodes de mesure des phénomènes observés sont variables selon les études. Enfin, un certain nombre de phénomènes (effets de la végétation, de la présence de glaciers, de l'altération, etc.) ne peuvent être simulés par ces dispositifs.

3. Modélisation numérique

L'utilisation de modèles numériques pour simuler l'évolution du paysage permet d'avoir un aperçu dynamique de cette évolution et de contrôler les différents paramètres pour mettre en évidence leurs effets et interactions. Cette approche suppose toutefois une bonne compréhension des processus physiques et chimiques mis en jeu et notamment une retranscription juste de ces processus sous la forme d'équations dont la valeur sera calculée à chaque pas de temps (cf. Tucker and Hancock, 2010). Souvent, le choix de l'équation ou de la valeur d'un paramètre (établi semi-empiriquement) est crucial et peut conduire à des résultats différents entre différentes études, il est donc important de pouvoir justifier ce choix à chaque étape.

Kooi and Beaumont (1996) ont mis en évidence la cohérence des modélisations numériques avec les concepts issus des travaux classiques de géomorphologie sur des cas naturels (ex. Davis, 1899; King, 1953; Hack, 1960; Brice, 1964). En particulier, ils illustrent le concept de *forme fondamentale* qui exprime l'adéquation entre la topographie héritée des évolutions précédentes et les nouvelles conditions (tectoniques notamment) imposées à un temps t : en l'absence d'adéquation (déséquilibre) le système montre une réponse complexe qui comprend des seuils critiques internes (Kooi and Beaumont, 1996).

3.1. Lois de modélisation des processus d'évolution du paysage

Les Modèles d'Evolution du Paysage (*Landscape Evolution Models, LEM*), en trois dimensions, sont basés sur l'implémentation des lois d'incision et de transport souvent établies semi-empiriquement, incluant des lois de la mécanique des fluides simplifiées (*reduced complexity models*).

Trois grands types de modèles numériques existent (ex. Beaumont et al., 2000a) :

- modèles de substitution (*surrogate*), qui suivent l'évolution d'un seul indicateur de l'évolution du paysage (ex. altitude moyenne, relief moyen) sans discriminer les différents processus qui peuvent y contribuer. Ces modèles ne sont pas prévus pour étudier le détail de l'évolution du paysage mais plus pour évaluer les relations d'échelle entre les paramètres de la morphologie et les forçages externes. Ce type de modèle ne sera pas plus développé ici.
- modèles multi-processus, qui cherchent à isoler et représenter chacun des processus qui contribuent à l'évolution du paysage par une équation mathématique ;
- modèles qui couplent de dernier type de modèle à un modèle de déformation de la croûte, permettant une véritable exploration des rétro-actions entre processus de surface et dynamique profonde (ex. Beaumont et al., 2000a; Stolar et al., 2006; Braun and Yamato, 2010).

L'érosion est considérée dans ces modèles comme l'élément clé de l'évolution du paysage et elle est souvent représentée comme étant proportionnelle au relief local, à l'altitude moyenne ou à la pente et l'hydrologie locales. Les modèles numériques intègrent également la notion de temps de réponse ou temps caractéristique (Whipple and Tucker, 1999).

3.2. Modèles multi-processus

Les modèles multi-processus impliquent des descriptions mathématiques des différents processus qui sont liées par le principe de conservation de la masse et permettent à l'utilisateur d'imposer lui-même la lithologie, le climat, la tectonique et le niveau de base.

Ils permettent de représenter les interactions entre divers processus géomorphologiques : altération de la roche, fluage ou glissement en masse sur les versants, érosion du lit rocheux ou alluvial d'une rivière, transport des sédiments, etc.

3.2.1. Processus de pente

Le fluage des versants est typiquement représenté par un modèle de diffusion linéaire où le transport est proportionnel à la pente, c'est un modèle simple mais qui semble être vérifiée par les études de terrain (ex. Dietrich et al., 2003). Toutefois, la constante de diffusion (ou diffusivité) de cette équation est dépendante de l'échelle et

inclut implicitement les caractéristiques du substrat et le climat (Pazzaglia, 2003). De plus, les mouvements de masse, comme les glissements de terrains sont importants dans l'évolution des versants. Pour en tenir compte, certains modèles incluent donc une valeur de pente critique au-dessus de laquelle les sédiments sont transportés en masse par glissement jusqu'à ce que la valeur de la pente diminue à nouveau sous la valeur critique, en-dessous de laquelle les sédiments sont transportés par diffusion. D'autres modèles (ex. Roering et al., 1999; Carretier et al., 2009) utilisent donc une équation de diffusion non-linéaire. Ce type de description est vérifiée par les estimations de vitesses d'érosion (Binnie et al., 2007) et les modèles analogiques (Roering et al., 2001).

Carretier *et al.* (2015c) ont récemment proposé une approche différente dans laquelle la variation d'altitude d'un point résulte de la différence entre la vitesse d'érosion et la vitesse de dépôt (cf. Chapitre 3). Selon ce formalisme, l'érosion dépend de la pente locale mais le dépôt est non-local (inclut les sédiments érodés en amont).

3.2.2. Altération de la roche, production de sol et régolithe

L'altération de la roche est typiquement représentée comme un front qui pénètre à une vitesse inversement proportionnelle à l'épaisseur du régolithe (Heimsath et al., 2001; Carretier et al., 2014). Cette approche est justifiée par le fait qu'un régolithe (ou sol) épais va influencer l'infiltration et générer du ruissellement, qui va permettre l'érosion de la partie supérieure du régolithe (processus auto-limité).

3.2.3. Processus fluviaux

L'incision et l'érosion (*detachment*) sont généralement basés sur la *stream power law* (Howard et al., 1994; Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999) à laquelle est ajoutée une expression du seuil (cf. Chapitre 3).

Le transport est considéré comme proportionnel au cisaillement au niveau du lit de la rivière (Bagnold, 1977). La capacité de transport maximale, c'est-à-dire la quantité effectivement transportée, dépend des sources en amont et est difficile à estimer. Elle s'exprime généralement en fonction de la contrainte cisailante et de la contrainte critique. La prise en compte des effets de seuil rend mieux compte, par exemple, de l'important rôle joué par les grandes crues dans le transport des sédiments (ex. Tucker and Bras, 1998; Tucker, 2004)

3.2.4. Flux sédimentaire et capacité de transport

L'influence du flux sédimentaire est double : les sédiments transportés augmentent la capacité d'incision en tant que moteurs de l'abrasion du lit rocheux (effet « outils »), mais, s'ils sont déposés dans le lit de la rivière, ils peuvent au contraire le protéger de l'abrasion (effet de couverture ; ex. Sklar and Dietrich, 2001)

Les modèles peuvent distinguer et modéliser différemment l'évolution du profil des rivières selon qu'elles soient (i) limitées par le transport, c'est-à-dire que le flux sédimentaire est en permanence égal à la capacité de transport, dans ce cas l'érosion et l'aggradation résultent des variations longitudinales de la capacité de transport (ex.

Howard and Kerby, 1983; Willgoose et al., 1991), ou (ii) limitées par l'érosion, quand le flux sédimentaire est très inférieur à la capacité de transport de la rivière (Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999). D'autres modèles, sans a priori sur les relations entre flux sédimentaire transporté et capacité de transport (Howard, 1994; Kooi and Beaumont, 1994; Tucker and Slingerland, 1994; Davy and Lague, 2009), modélisent tout type de rivière

3.2.5. Représentation de l'écoulement

L'écoulement de l'eau qui provient des précipitations peut être représenté par deux types d'algorithmes:

- un algorithme de plus grande pente (*steepest descent*) qui décrit un flux chenalisé dans une cellule du modèle et qui s'écoule entièrement dans la cellule voisine dont la différence d'altitude avec la précédente est la plus importante parmi les huit directions possibles vers les cellules voisines.
- un algorithme distributif (*multiple-flow*) où l'eau qui arrive sur une cellule donnée est distribuée entre toutes les cellules voisines proportionnellement à la pente dans chaque direction (ex. Murray and Paola, 1997; Coulthard et al., 2002; Carretier and Lucazeau, 2005)

Ce second type d'écoulement permet par exemple de reproduire des variations latérales dans l'écoulement des rivières en tresses, les avulsions et ramifications et l'écoulement diffusif (*sheet-flow*) et est donc primordial dans la modélisation d'un cône alluvial.

3.3. Résolution spatiale

L'un des enjeux majeurs de la modélisation numérique est de concilier le temps de calcul des simulations et leur résolution. Par exemple, la résolution spatiale qui serait nécessaire pour représenter fidèlement certains processus de rivières et leurs couplages avec les processus de versant est bien plus grande que celle de la plupart des MNT et demanderait une énorme capacité de calcul (ex. Stark and Stark, 2001). Certains modèles utilisent des algorithmes qui discrétisent arbitrairement les cellules (Braun and Sambridge, 1997), d'autres modèles comportent une paramétrisation qui permet d'approximer les petites échelles spatiales (Stark and Stark, 2001).

Contexte géologique

Contexte géologique

La chaîne Pyrénéenne : structure et évolution

1. Aperçu général

Les Pyrénées s'étendent d'est en ouest sur plus de 400 km, de l'océan Atlantique à la Mer Méditerranée, marquant la frontière entre la France au nord et l'Espagne au sud (Figure 1). Elles forment (avec la chaîne Cantabrique) la terminaison ouest du système d'orogènes qui s'étend jusqu'à l'Himalaya et qui s'est formé à partir de la fin du Crétacé à la faveur de la fermeture de l'océan Téthys (Choukroune and ECORS-Pyrenees-Team, 1989; Roure et al., 1989; Beaumont et al., 2000b). La convergence entre la plaque Eurasie et l'Ibérie a cessé depuis le début du Néogène (Beaumont et al., 2000b; Vergés et al., 2002; Sinclair et al., 2005).

Depuis la haute chaîne centrale, qui s'élève jusqu'à 3404 m (Pic d'Aneto), l'altitude moyenne diminue rapidement sur le flanc nord de la chaîne, alors que la pente est moins forte du côté sud. De grands bassins d'avant-pays bordent la chaîne : le bassin d'Aquitaine au nord et le bassin de l'Ebre au sud (Figure 1). La position de la chaîne et son relief ont contribué à la mise en place de forts contrastes climatiques entre le nord (fortes précipitations), le sud (sec et chaud) et l'est (climat méditerranéen) de la chaîne (cf. partie 2.1). La structure tectonique de la chaîne est à double vergence avec un empilement de nappes vers le sud et des chevauchements très serrés et redressés du côté nord (cf. partie 3).

Ces contrastes topographiques, climatiques et structuraux sont clairement exprimés dans les paysages rencontrés de part et d'autre de la chaîne (Figure 1), qui témoignent donc de l'importance de ces facteurs dans l'évolution du paysage.

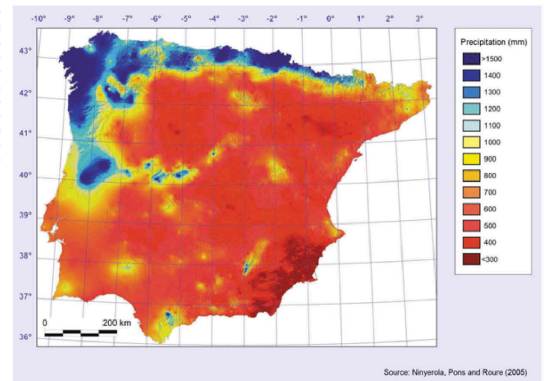
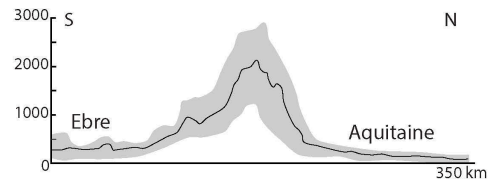
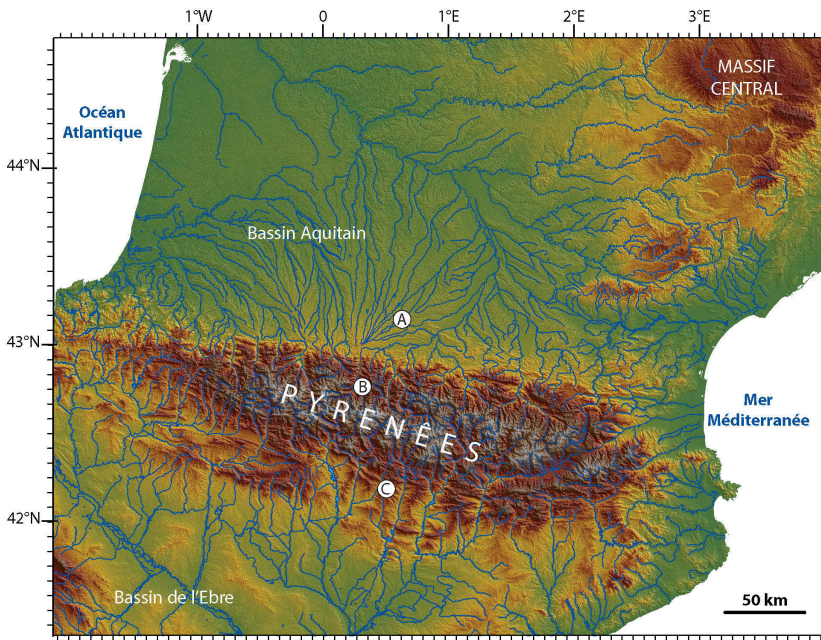
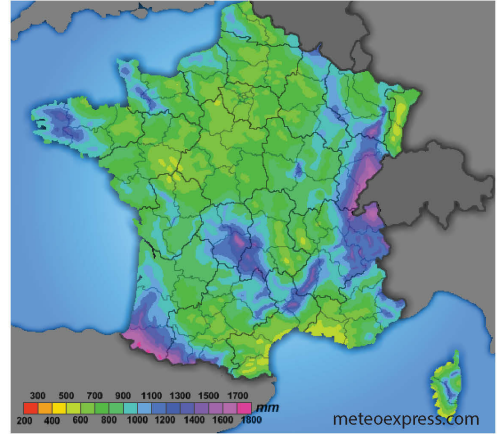
2. Climat

2.1. Climat actuel

Les circulations océaniques de l'Atlantique exercent un contrôle majeur sur le climat tempéré humide du flanc nord des Pyrénées. Les masses d'air humide sont arrêtées et poussées vers le Bassin Aquitain par les vents d'ouest dominants et sont bloquées par le relief de la chaîne et le vent d'altitude dirigé vers le nord au-dessus de la chaîne (effet de foehn; Figure 1) et engendrent ainsi d'abondantes précipitations (diminuant vers l'est) sur le versant nord. Le côté sud de la chaîne, et l'Ibérie en général, sont préservés des masses d'air humide de l'Atlantique par la barrière orographique formée par la Galice, les Cantabrides et le pays basque espagnol, et bénéficient donc d'un climat chaud et sec (continental semi-aride; Figure 1). La partie est de la chaîne est quand à elle dominée par le climat méditerranéen, plus chaud que le versant nord mais plus humide que celui du flanc sud (Figure 1).

Figure 1 (à suivre) Paysages des Pyrénées. La chaîne des Pyrénées s'étend entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée. Ses paysages contrastés témoignent des interactions entre la structuration tectonique asymétrique et des influences climatiques variées. L'asymétrie s'exprime également dans le profil topographique moyen à travers la chaîne. (A) Front nord des Pyrénées vu depuis le Bassin Aquitain (depuis le méga-cône de Lannemezan); (B) Panorama sur le flanc nord: Massif de Néouvielle, avec le Pic de l'Arbizon au centre de la photo; et le Pic du Midi de Bigorre à sa droite, à l'arrière-plan, vus depuis le massif de Bordères-Louron; (C) Panorama de la Sierra des Sis au flanc sud de la chaîne; (D) Front sud des Pyrénées et bassin de l'Ebre (Crédits photo: C.Fillon)

Contexte géologique



2.2. Climat passé

A l'échelle globale, les données de $\delta^{18}\text{O}$ montrent une nette tendance au refroidissement qui se poursuit depuis la fin de l'optimum climatique du début de l'Eocène (Figure 2; Zachos et al., 2001) Depuis la transition Eocène-Oligocène, ce refroidissement s'accompagne de la mise en place des calottes glaciaires aux pôles, et une baisse importante du niveau marin (Coxall et al., 2005; Lear et al., 2008). Cette tendance est toutefois modulée par des épisodes plus ou moins long de réchauffement (fin Oligocène et Miocène moyen) et, à plus court terme, par les variations cycliques liées aux paramètres orbitaux (e.g. Zachos et al., 2001).

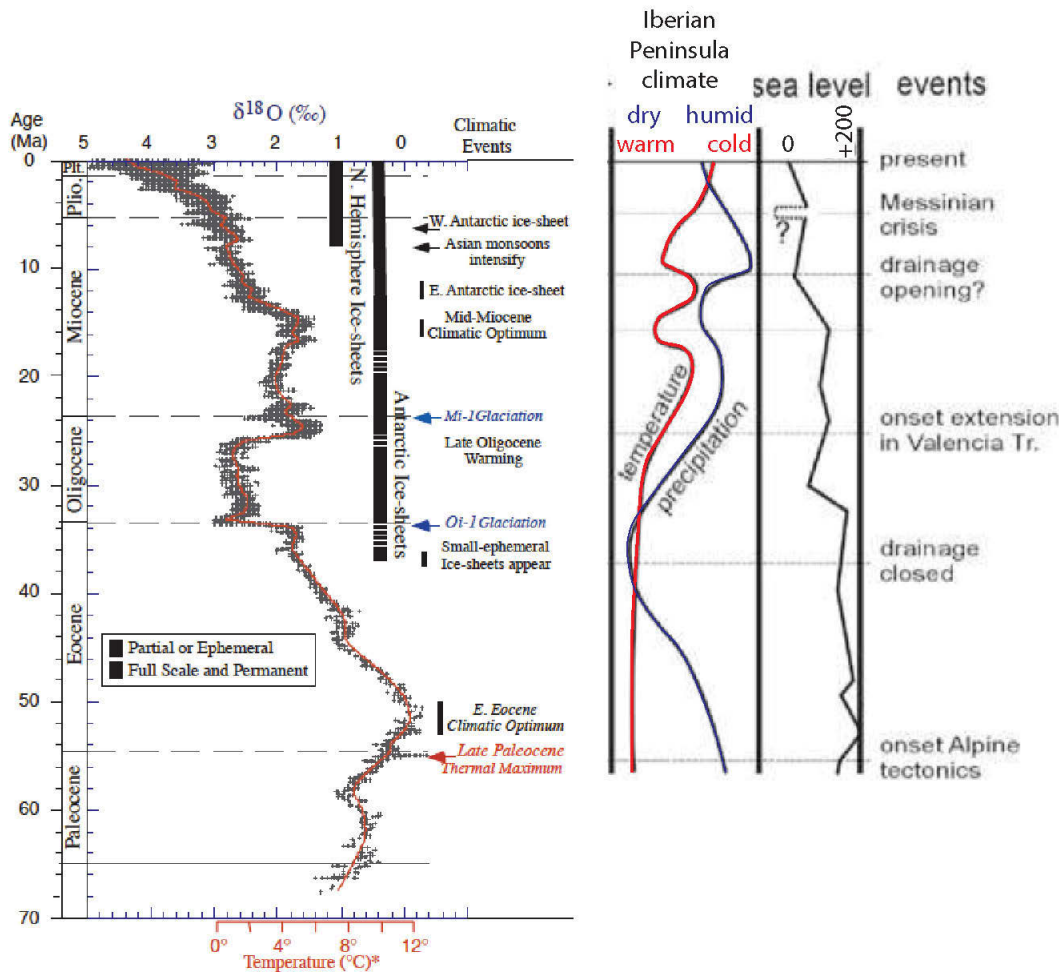


Figure 2 Evolution du climat au Cénozoïque. Gauche : compilation de données $\delta^{18}O$ mondiales (Zachos et al., 2001). Droite : interprétation des données climatiques de la péninsule ibérique (Garcia-Castellanos, 2003).

Schmitz and Pujalte (2007) suggèrent que l'optimum climatique Paléocène-Eocène s'accompagne dans les Pyrénées de la mise en place de conditions plus humides et variables, avec d'importants épisodes de précipitations saisonnières (tempêtes), alors que le relief est déjà important (~2000m à l'Eocène ; Huyghe et al., 2012). A la transition Eocène-Oligocène, l'important changement de climat reconnu à l'échelle globale augmente significativement l'érosion de la chaîne qui n'est alors plus suffisamment compensée par la croissance du prisme (Huyghe et al., 2009). Au début de l'Oligocène, les données palynologiques de Cavagnetto and Anadón (1996) montrent que le climat est sec, avec un fort contraste saisonnier. A la fin de l'Oligocène, le climat plus chaud et

humide est enregistré par les dépôts argileux du bassin de l'Ebre notamment (Figure 2 ; Mayayo et al., 2011). Après un court épisode plus sec à la transition Oligocène-Miocène en lien avec les glaciations Mi-1 (Mayayo et al., 2011), le climat devient à nouveau plus humide et froid au cours du Miocène (Tortonien ; Figure 2 ; Alonso-Zarza and Calvo, 2000). La végétation Miocène à Pliocène de la péninsule ibérique montre une adaptation liée à l'évolution des conditions régionales et globales dont un refroidissement lié à la mise en place de la East Antarctic Ice Sheet puis de la calotte arctique (Jiménez-Moreno et al., 2010). Au début du Pliocène, le climat de toute la région nord-méditerranéenne est, en moyenne, plus chaud et plus humide qu'actuellement (Fauquette et al., 1999). Depuis le Pliocène moyen, un climat à fort contraste saisonnier de température se met en place et se surimpose au contraste saisonnier de précipitations qui existait déjà (Jiménez-Moreno et al., 2010). Depuis 3.2 Ma, le climat méditerranéen cyclique, caractérisé par la sécheresse estivale, domine l'est de la région et permet l'individualisation des écosystèmes méditerranéens modernes (Suc, 1984). Depuis 2.6-2.3 Ma, les fluctuations climatiques quaternaires imposent une alternance entre végétation de steppes et forêt (Jiménez-Moreno et al., 2010; Suc, 1984).

2.3. Glaciations Quaternaires

Les épisodes glaciaires du Quaternaire des Pyrénées ont été décrits grâce à la cartographie des morphologies glaciaires, l'étude de leur degré d'altération et leur datation (^{14}C , nucléides cosmogéniques) et présentés dans une synthèse récente de Delmas (2015). De nombreuses études ont mis en évidence le décalage entre le dernier maximum glaciaire dans les Pyrénées et le LGM Global. Il est désormais établi que le

maximum glaciaire Würmien coïncide dans cette région avec le stade isotopique marin 4 (MIS 4 ; Figure 3). Le LGM Global correspond dans les Pyrénées à une phase de ré-englacement importante mais qui n'a pas pris l'ampleur de celle du MIS 4. Cette phase semble, de plus, avoir affecté plus significativement l'est de la chaîne que l'ouest. A la fin du LGM Global, la couverture glaciaire connaît une phase de retrait rapide et importante pour ne plus couvrir que les hautes vallées. La dernière transition glaciaire-interglaciaire est mal connue dans les Pyrénées mais quelques données indiquent une couverture glaciaire plus réduite au Dryas Ancien qu'au LGM. L'inter-stade Bølling-Allerød correspond à une période de retrait important et même à la disparition de nombreux glaciers. Au Dryas Récent, des glaciers rocheux se développent et les glaciers ayant subsisté à l'inter-glaciaire précédent ont pu avancer à nouveau.

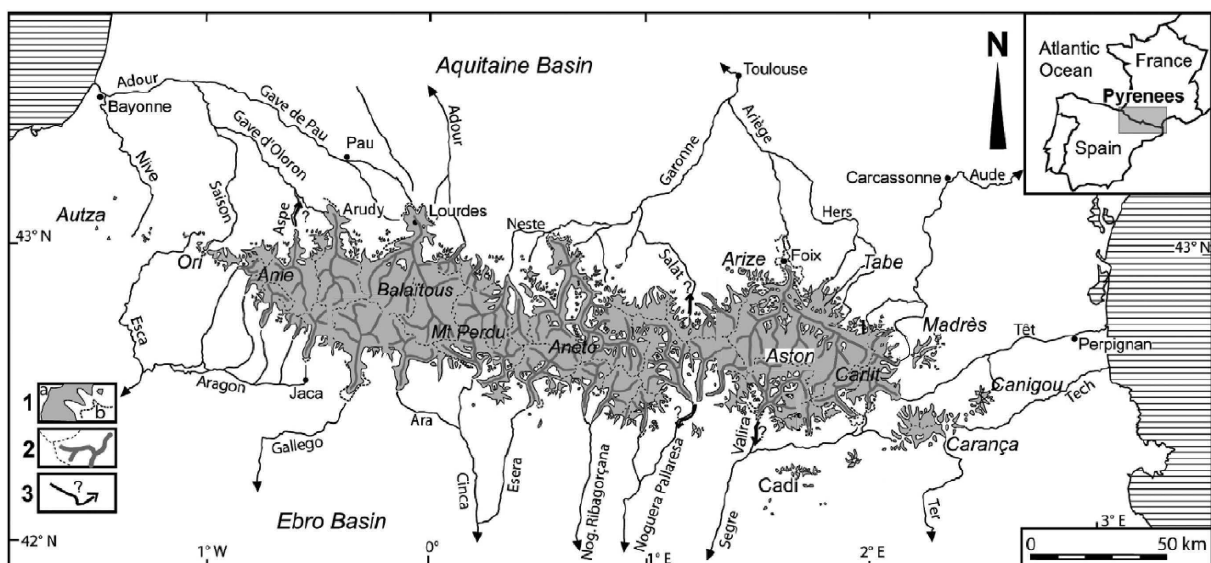


Figure 3 Etendue de la couverture glaciaire au Dernier Maximum Glaciaire. 1a -Maximum Ice Extent (MIE) Würmien ; b - Etendue au Pleistocène moyen; 2 trait plein : vallées glaciaires principales, pointillé : crêtes (supra-glaciaires) marquant les limites des principaux bassins glaciaires ; 3- possibles avancées maximales des glaciers pleistocènes. (Delmas, 2015)

3. Structure

3.1. Unités

La structure de la chaîne, à double vergence, résulte de la collision entre la plaque Ibérique et le continent européen au Crétacé supérieur suite à l'inversion des marges amincies qui les séparaient au Mésozoïque. La chaîne se compose de trois unités tectoniques principales, la zone Sud-Pyrénéenne, la Zone Axiale et la Zone Nord-Pyrénéenne, et elle est bordée par deux bassins d'avant-pays, celui de l'Ebre au Sud et le bassin Aquitain au Nord (Figure 4). La Figure 5 présente une coupe crustale qui traverse la zone du cône de Lannemezan, au Nord des Pyrénées.

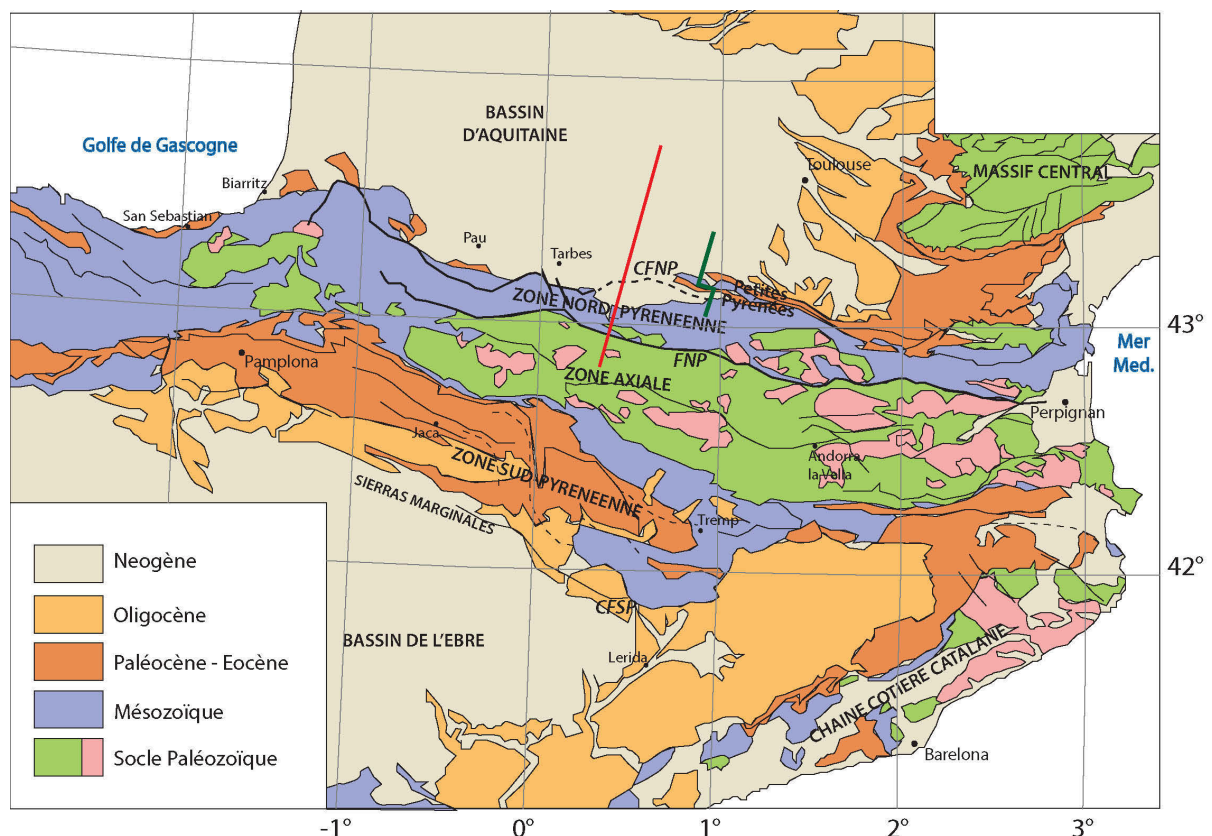


Figure 4 Carte des principales zones tectono-stratigraphiques de la chaîne des Pyrénées et ses bassins d'avant-pays. Le trait rouge marque le tracé de la coupe Figure 5 ; le trait vert marque le tracé de la ligne sismique Figure 9. CFNP – Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; FNP – Faille Nord-Pyrénéenne ; CFSP – Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen

La **Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP)** est séparée de son avant-pays autochtone par le **Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen**, à vergence sud. La ZSP se compose de terrains sédimentaires plissés, d'âge mésozoïque et cénozoïque (pré- à syn-orogéniques), structurés en nappes à vergence sud. Ces nappes sont détachées à la faveur des évaporites triasiques lors de l'orogénèse pyrénéenne (Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Jolivet et al., 2007) et ont transporté des bassins piggy-back à partir de la fin du Crétacé supérieur (e.g. Tremp-Graus ; López-Blanco et al., 2003).

La **Zone Axiale (ZA)**, qui constitue la haute chaîne, comprend les massifs granitiques tardi-varisque (Carbonifère) et leur encaissant méta-sédimentaire paléozoïque, exhumés par empilement de nappes et érosion pendant l'orogénèse pyrénéenne. Quatre nappes principales sont identifiées, du nord au sud : Lakhora, Gavarnie-Noguères, Orri, Rialp (Figure 6 ; Muñoz, 1992; Teixell, 1998). Dans l'ouest de la chaîne, cette zone s'ennoie sous les séries mésozoïques du Pays Basque (Figure 4).

La limite nord de la ZA est marquée par la **Faille Nord Pyrénéenne (FNP)**. Cette faille, ou plutôt le domaine qui lui est associé, marque la limite entre les unités européennes et ibériques et constitue donc la limite de plaque. Les structures y sont sub-verticales, très rapprochées, et forment un découpage complexe comprenant la couverture mésozoïque et des lambeaux d'unités paléozoïques (couverture, granites varisques et granulites). Le métamorphisme associé est de haute température et principalement daté de l'albo-cénomaniens (110-90 Ma), formant la Zone Interne Métamorphique (ZIM). Les travaux récents font de cette zone caractéristique des

Pyrénées un domaine de croûte hyper-amincie inversée entre les plaques européenne et ibérique (Jammes et al., 2009; Lagabrielle, 2014; Mouthereau et al., 2014).

La **Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP)** constitue le rétro-prisme de la chaîne, bien plus étroit que le prisme pro côté sud, et composé d'un empilement d'unités à vergence Nord. Elle comprend des bassins mésozoïques (comprenant des unités carbonatées et silico-clastiques) très bien préservés, peu métamorphisés et caractérisés par une déformation compressive plus froide, reposant sur des massifs de socle paléozoïque (massifs de l'Agly, Saint-Barthélémy, Arize, Trois-Seigneurs, Castillon, Milhas, Barousse)

Le **Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP)**, à vergence Nord, marque la limite nord de la ZNP (Figure 5). Au nord de ce contact, la **Zone sous-Pyrénéenne (ZsP)**, constitue l'avant-pays autochtone plissé, ennoyé sous les dépôts molassiques éocènes syn-orogéniques et les molasses miocènes post-orogéniques qui scellent les chevauchements (Figure 5). Le **Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP, ou Front de Petites Pyrénées)**, aveugle, constitue la limite nord de l'orogène (Figure 5).

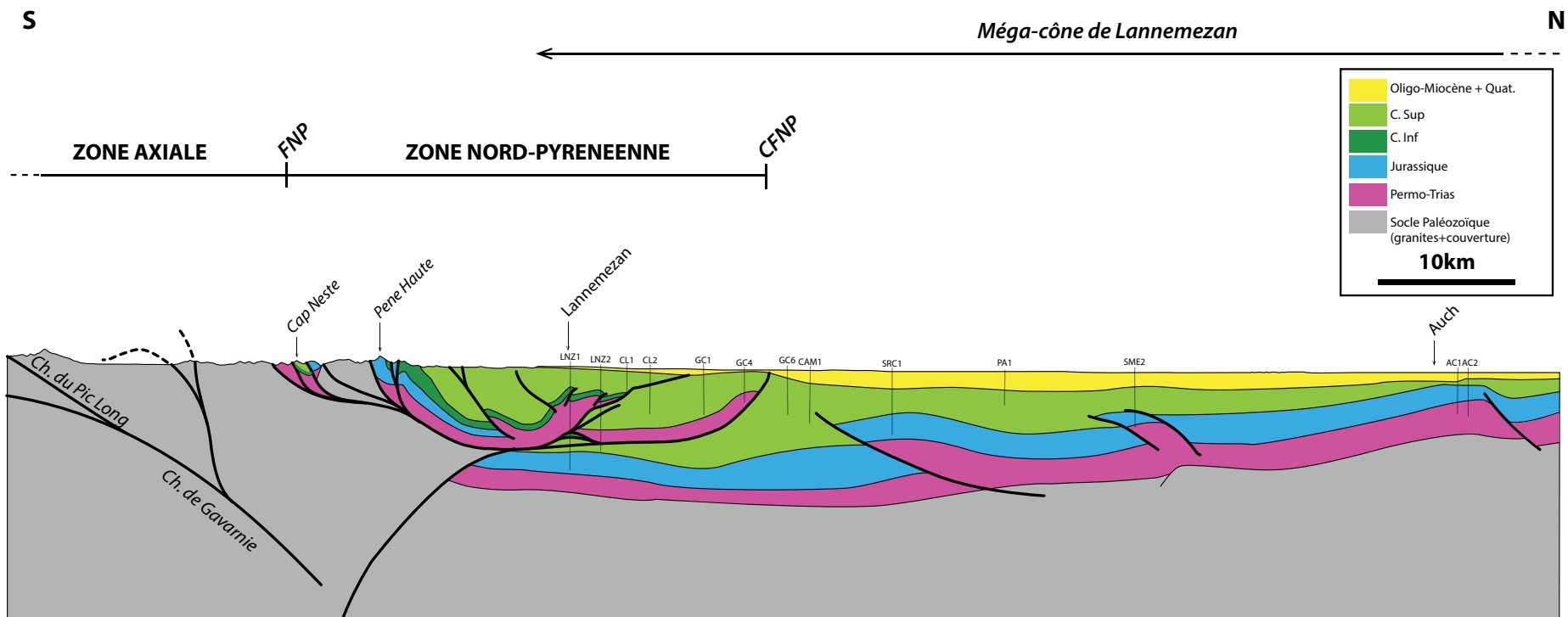


Figure 5 Coupe synthétique du Nord des Pyrénées et du Bassin d'Aquitaine dans l'axe de la vallée de la Neste (voir Figure 4 pour la localisation) réalisée à partir de l'interprétation du profil de la ligne sismique R6 (BRGM) et des données de forages (indiqués par trait un vertical noir).

3.2. Bassin Aquitain

Le Bassin d'Aquitaine est le bassin flexural de l'avant-pays Nord-Pyrénéen, formé en réponse à la formation du prisme orogénique (Brunet, 1986; Desegaulx and Brunet, 1990; Desegaulx et al., 1990; Serrano et al., 2001).

La structuration hercynienne a joué un rôle important dans l'évolution Mésozoïque (extension) et Cénozoïque (compression liée à l'orogénèse Pyrénéenne) du bassin avec la réactivation des structures héritées (Biteau et al., 2006). La présence d'hydrocarbures dans le Bassin Aquitain est documentée depuis le XIXème siècle et une exploration intensive a été menée depuis les années 1950 (Biteau et al., 2006), produisant une grande quantité de données sur le bassin (géophysique, forages, etc.).

Après le dépôt d'une importante série évaporitique au Trias, une plateforme carbonatée se développe au Jurassique ; elle servira de réservoir (Biteau et al., 2006). La phase extensive qui suit verra la création de bassins est-ouest discontinus (Parentis, Arzacq-Mauléon) ; elle atteindra son paroxysme à l'Aptien-Albien avec une extension extrême de la croûte, dans une direction NE-SW entre l'Europe et l'Ibérie (Jammes et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Tugend et al., 2014). La transgression associée à l'approfondissement de ces bassins s'accompagne d'un important dépôt sédimentaire (env. 5000m au centre des bassins de Parentis et Arzacq) dont la surcharge forcera la migration des dépôts évaporitiques du Trias sous-jacents vers le pourtour des bassins, formant ainsi des rides diapiriques qui percent les sédiments qui les recouvrent (Biteau et al., 2006).

Le régime tectonique change drastiquement à la limite Santonien/début du Campanien (~83 Ma) avec le début de la convergence des plaques Europe et Ibérie. Durant le début du cycle Pyrénéen (Danien-Yprésien) le bassin flexural est-ouest se met en place et est alimenté par des dépôts turbiditiques concentrés à la terminaison ouest de la chaîne, tandis qu'une plate-forme carbonatée se développe dans la partie nord du Bassin Aquitain (Biteau et al., 2006). La phase de raccourcissement maximal au Bartonien-Priabonien et l'émergence de la chaîne s'accompagnent de dépôts fluviaux épais dans le bassin (molasses), excepté dans la partie ouest et nord-ouest (Parentis) du bassin qui reste dominée par les apports marins. De manière générale, les environnements sédimentaires dans le bassin Aquitain sont toujours plus proximaux que dans le bassin de l'Ebre au Sud. L'origine de cette différence est discutée mais les variations de subsidence et de flux sédimentaires entre le Sud et le Nord pourraient l'expliquer {Desegaulx et al., 1991}.

A l'Oligocène-Miocène, la zone de subsidence maximale migre vers le nord-ouest. Au sud du bassin de Parentis, plusieurs structures extensives sont inversées, et les rides salifères sont ponctuellement réactivées dans tout le bassin. Au Miocène, la compression s'essouffle dans la chaîne, la partie sud du bassin n'est plus subsidente (stable ou en uplift proche du front de la chaîne ; Desegaulx and Brunet, 1990). Une sédimentation molassique, dont les derniers dépôts datent du Mio-Pliocène, forme le méga-cône alluvial de Lannemezan.

4. Evolution tectono-stratigraphique de la chaîne

L'architecture des marges, héritée de la phase d'extension mésozoïque, a joué un rôle important dans la répartition et l'évolution temporelle de la déformation au sein de la chaîne. L'histoire de l'exhumation et de la sédimentation dans les bassins enregistre une migration de la déformation compressive d'est en ouest et du nord au sud au cours du temps (Vergés et al., 2002; Sinclair et al., 2005; Whitchurch et al., 2011).

La convergence débute vers 84 Ma avec la fermeture et l'inversion du domaine hyper-étendu et des bassins mésozoïques anormalement chauds de la marge européenne (Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2014). Cette période de transition jusqu'à environ 75 Ma est marquée par le dépôt de flyschs calcaires et de marnes (Biteau et al., 2006) et le premier épisode d'exhumation de la chaîne (McClay et al., 2004; Metcalf et al., 2009; Beamud et al., 2011; Filleaudeau et al., 2011; Rahl et al., 2011; Whitchurch et al., 2011; Mouthereau et al., 2014). Les données de thermochronologie détritique montrent un refroidissement vers 75-71 à 63 Ma de part et d'autre de la chaîne, ce qui suggère que la suture se fait à cette période (Beamud et al., 2011; Rahl et al., 2011; Whitchurch et al., 2011; Mouthereau et al., 2014).

Mouthereau *et al.* (2014) ont modélisé un épisode d'exhumation plutôt continu (depuis 70-75 Ma) des massifs Nord-Pyrénéens. D'épais dépôts turbiditiques et fluviaux dans les bassins d'avant-pays nord et sud indiquent que le relief commence à être significatif (e.g. Bond and McClay, 1995; Christophoul et al., 2003).

Du début du Paléocène à l'Eocène (62-47 Ma), la déformation se propage vers le sud par empilement des nappes (Figure 6 ;(Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Jolivet et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Mouthereau et al., 2014). Vers 50Ma, le Massif de la Maladeta commence à être exhumé (Metcalf et al., 2009).

Après 50 Ma, la vitesse de subsidence augmente dans les deux bassins d'avant-pays nord et sud et le prisme orogénique s'élargit par propagation des chevauchements et l'exhumation du massif de l'Arize (Sinclair et al., 2005; Naylor and Sinclair, 2008; Vacherat et al., 2014). C'est une période de structuration majeure dans toute la chaîne (sauf peut-être dans la partie la plus orientale ; Ford et al., *in prep.*), comme en témoignent de nombreuses données thermochronologiques (Yelland, 1990; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Vacherat et al., 2014; in revision).

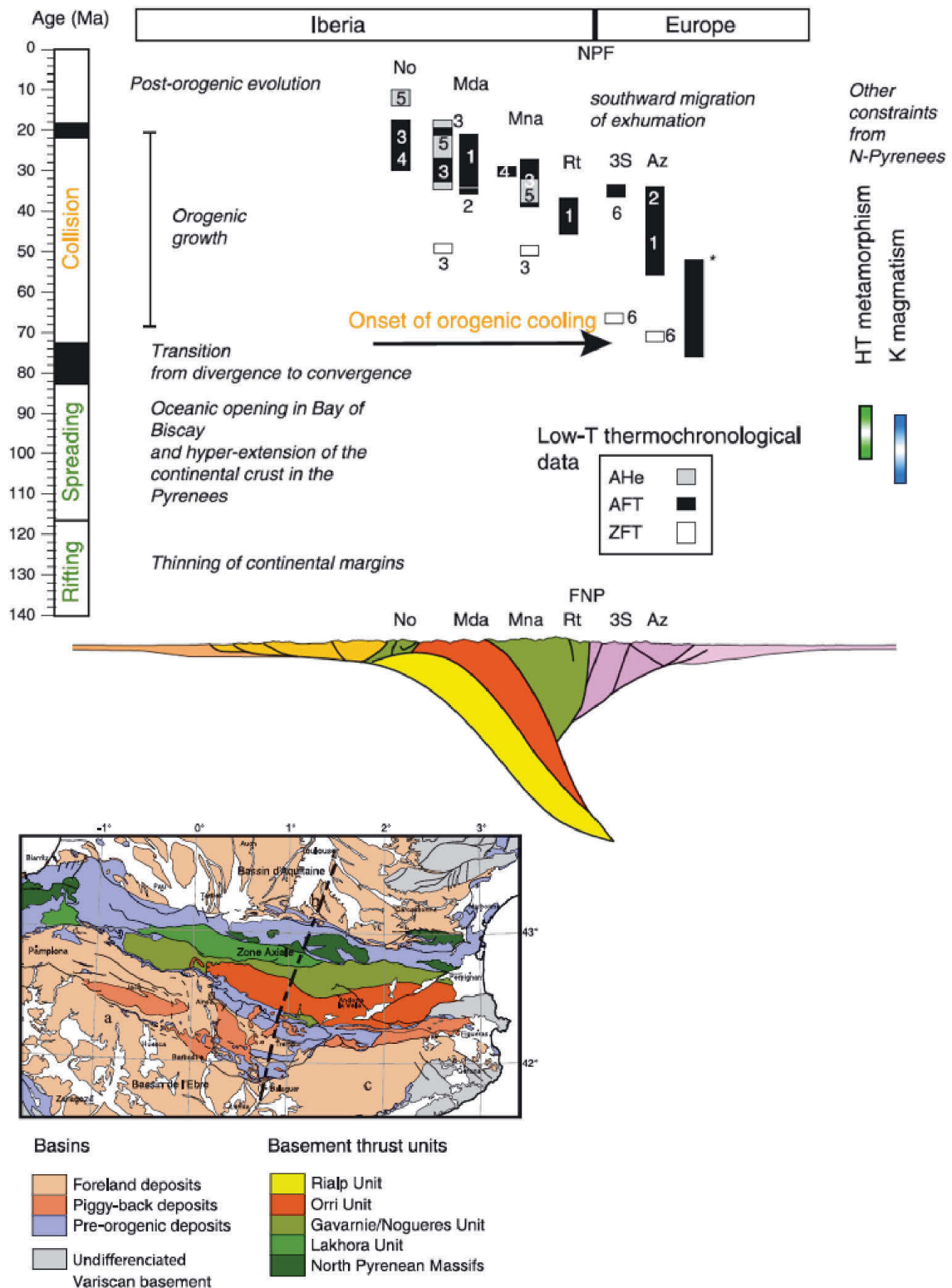


Figure 6 Synthèse de l'évolution tectonique des différentes unités de la chaîne des Pyrénées incluant les âges de refroidissement du socle de chaque unité et âges du magmatisme K et métamorphisme haute-température. No - Noguerrès ; Mda - Maladeta ; Mna - Marimaña ; Rt - Riberot ; 3S - Trois-Seigneurs ; Az - Arize. Données thermochronologiques de (1) Fitzgerald et al., 1999 ; (2) Morris et al., 1998 ; (3) Sinclair et al., 2005 ; (4) Jolivet et al., 2007 ; (5) Gibson et al., 2007 ; (6) Yelland, 1991 et compilation de Whitchurch et al., 2011. D'après Moutereau et al., 2014.

Du milieu de l'Eocène au début de l'Oligocène (47-34 Ma), la déformation se propage vers le sud avec l'activation du chevauchement de Montsec et la surrection des Sierras Marginales (Figure 6; Desegaulx et al., 1990). Les données thermochronologiques indiquent une exhumation lente des unités d'Orri et de Nogueres (0,2 km/Myr (Fitzgerald et al., 1999). Huyghe *et al.* (2012) ont montré que la topographie pouvait atteindre environ 2000 m vers 49-41 Ma.

De la fin de l'Eocène au début de l'Oligocène (37 à 32-30Ma), l'exhumation accélère fortement dans la Zone Axiale, dans les unités d'Orri puis de Rialp, pour atteindre ~2-4 km Ma⁻¹ (Beamud et al., 2011; Erdos et al., 2014; Fillon et al., 2012; Fillon and van der Beek, 2012; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005). D'importants dépôts marquent cette accélération dans les deux bassins d'avant-pays : les *Poudingues de Palassou* au Nord (Plaziat, 1981), et les conglomérats de Tremp et Ager côté sud.. Le drainage est-ouest qui a débuté plus tôt au Sud est très bien développé au Lutétien au Sud dans le bassin de Jaca (bassin piggy-back qui s'enracine au niveau du chevauchement de Gavarnie). Le bassin de l'Ebre est devenu endoréique à 36 Ma (Costa et al., 2010; Fillon and van der Beek, 2012; Garcia-Castellanos and Larrasoña, 2015).

La collision ralentit à partir de l'Oligocène-Miocène (34-20 Ma). L'activité des chevauchements dans les Sierras Marginales (dont CFSP) et sur le chevauchement hors-séquence de Morreres (depuis 36 Ma ; Beamud et al., 2011) se poursuit jusqu'à environ 25 Ma (Meigs et al., 1996).

La vitesse d'exhumation de la ZA diminue rapidement à partir de 20 Ma. L'exhumation se poursuit cependant dans la partie ouest/centre de la ZA, où un épisode d'exhumation tardif est enregistré, et au sud, où elle pourrait être liée à l'ouverture du bassin de l'Ebre et à la ré-excavation du flanc sud enfoui sous les (2-3 km d'exhumation post-orogénique à Maladeta Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Beamud et al., 2011; Fillon et al., 2013). Une exhumation tardive, bien que peu documentée, est également observée plus au nord, dans le massif de Néouvielle (Jolivet et al., 2007) et dans le bassin d'avant-pays nord où Mouthereau et al. (2014) propose une érosion de ~1.5 km depuis 20 Ma.

Mouthereau *et al.* (2014) proposent un scénario d'évolution de la chaîne dans lequel le raccourcissement, estimé à environ 90 km dans la zone centrale des Pyrénées, est distribué entre la déformation intra-plaque ibérique, la subduction des marges amincies (≥ 50 km) et l'épaississement crustal (Figure 7). Ce raccourcissement est compatible avec d'autres modèles dans les Pyrénées (Roure et al., 1989; Vergés et al., 1995; Teixell, 1998) mais la séquence d'évolution et la quantité de sous charriage de la marge distale peut varier le long de la chaîne puisque la quantité d'extension et l'architecture des marges sont variables latéralement.

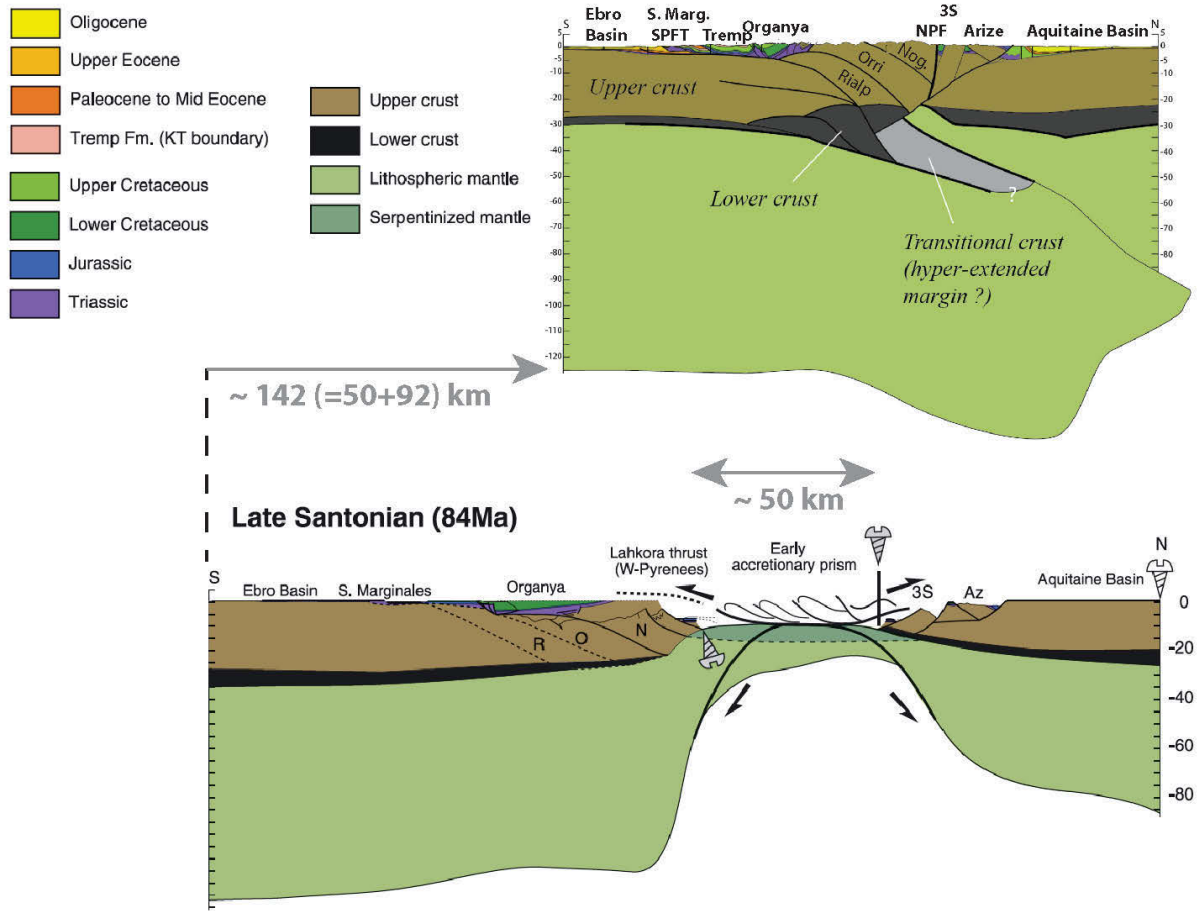


Figure 7 Restauration d'une coupe au centre des Pyrénées depuis la phase d'extension (~84Ma) à l'actuel. A la fermeture du domaine hyper-étendu (~50km) s'ajoute environ ~92 km de raccourcissement entre la déformation intra-plaque ibérique, la subduction des marges amincies (≥ 50 km) et l'épaississement crustal (d'après Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., soumis).

5. Les séries tardi- à post-orogéniques du piémont nord : dynamique et environnement de dépôt

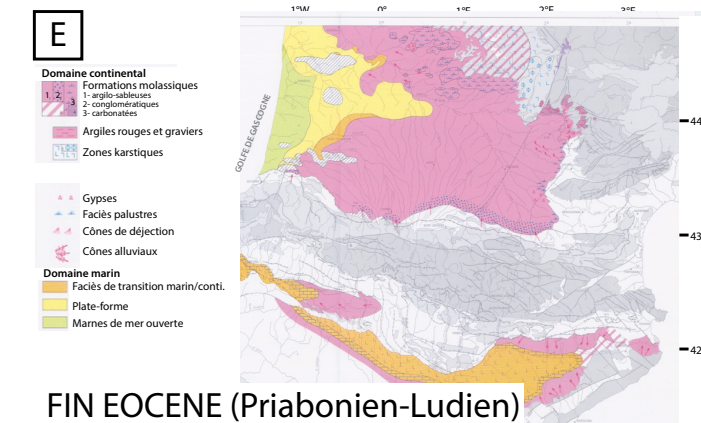
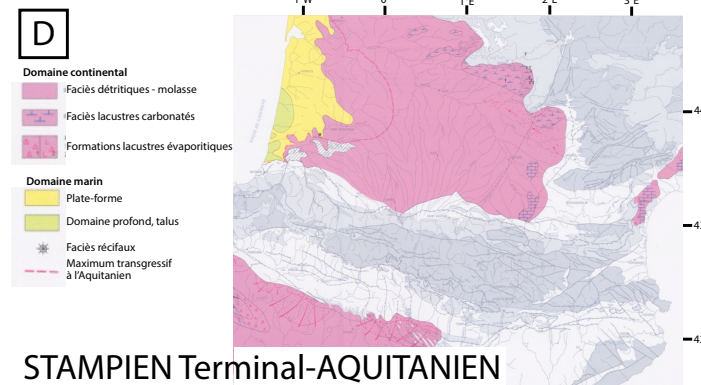
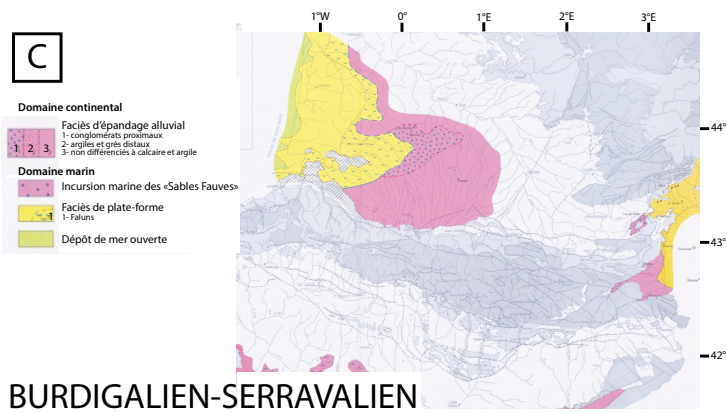
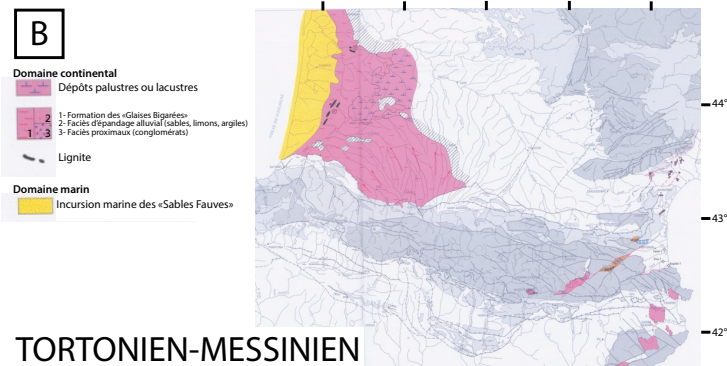
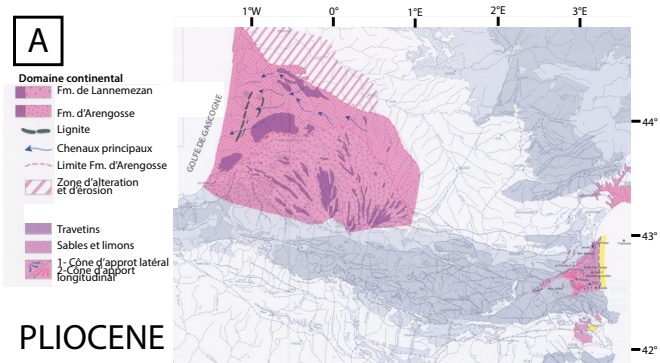
Les dépôts du bassin d'avant-pays nord enregistrent l'évolution géodynamique de la chaîne ainsi que les conditions liées à l'environnement (climat, niveau marin, etc.) au moment du dépôt.

A l'Eocène, une large partie Est du bassin, jusqu'à la région de Pau, est en domaine continental (Platel and Dubreuilh, 1986). Les dépôts sont de type molasses :

- conglomératiques (conglomérats de Palassou) sur une bande qui longe le sud du bassin, alimentée par la chaîne (bande qui tend à disparaître au cours de l'Eocène),
- fluviatile plus fin, argileux ou carbonaté évoluant vers marno-gréseux carbonaté puis argilo-sableux, à chenaux et plaines d'inondations au nord de cette bande, alimenté par la chaîne mais aussi par l'est et le nord-est (Corbières, Massif Central),
- localement (sur la bordure nord du bassin) quelques faciès lacustres (calcaires) et palustres.

La partie ouest du bassin est encore dominée par les dépôts marins (calcaires de plate-forme, marnes et sables littoraux) mais la côte se retire vers l'ouest au cours de l'Eocène (Figure 8).

Figure 8 Reconstitutions paléogéographiques du Bassin d'Aquitaine (A) au Pliocène (B) au Tortonien-Messinien, (C) au Burdigalien-Serravalien, (D) au Stampien terminal-Aquitainien et (E) au Priabonien-Ludien. (D'après Platel and Dubreuilh, 1986)



L'extension Oligo-Miocène en Méditerranée provoque un soulèvement de la zone nord-est des Pyrénées et des Corbières ce qui entraîne une réorganisation du drainage (ex. changement de la direction d'écoulement dans le bassin supérieur de l'Aude ; Larue, 2007) et limite l'étendue des dépôts du Bassin Aquitain vers l'est.

Au Stampien (Rupélien), la plate-forme s'est retirée vers l'ouest jusqu'au trait de côte actuel. Une large zone de transition entre domaine marin et continental s'étend presque jusqu'à Agen mais une large partie sud et est du bassin reste dominée par les apports continentaux fluviaux. Ces molasses argileuses ou carbonatées, localement lacustres au nord, proviennent des Pyrénées, des Corbières et du Massif Central alors drainé par d'importants réseaux fluviaux (Platel and Dubreuilh, 1986).

A l'Aquitainien, la ligne de côte se retire encore vers l'ouest et l'ensemble du bassin est largement dominé par la sédimentation détritique, les apports venant du sud et de l'est (Figure 8).

Au Burdigalien, la plateforme carbonatée se développe à nouveau vers l'est et au Langhien-Serravalien, une incursion marine atteint la région entre Auch et Agen (*Sables Fauves* ; Platel and Dubreuilh, 1986). Au sud du bassin, les molasses continentales scellent les plis et failles liés à l'orogénèse, dont l'activité s'essouffle. Au Tortonien-Messinien, alors que le domaine marin se retire à nouveau vers l'ouest et le nord, les dépôts continentaux (*Glaises Bigarées* et argiles à galets) s'organisent nettement en cônes (mégacônes) alluviaux, comme indiqué par les directions de courant en éventail (Figure 8).

Au Pliocène, la *Formation de Lannemezan* (galets, graviers et sables) s'épand sur les plateaux de Ger, Ceutat-Orignac et Lannemezan (partie sud du cône de Lannemezan). Au-delà, la *Formation d'Arengosse* (graviers et sables) se dépose sur le reste du cône de Lannemezan, la région d'Agen et les Landes. Les directions d'écoulement s'organisent pour déboucher vers l'ouest sur l'Atlantique (Platel and Dubreuilh, 1986).

Ces dépôts participent au remplissage transgressif d'un paléorelief, localement érodé, créé par les déformations (plis, failles et déformations liées au sel) liées à l'orogénèse pyrénéenne (Figure 9).

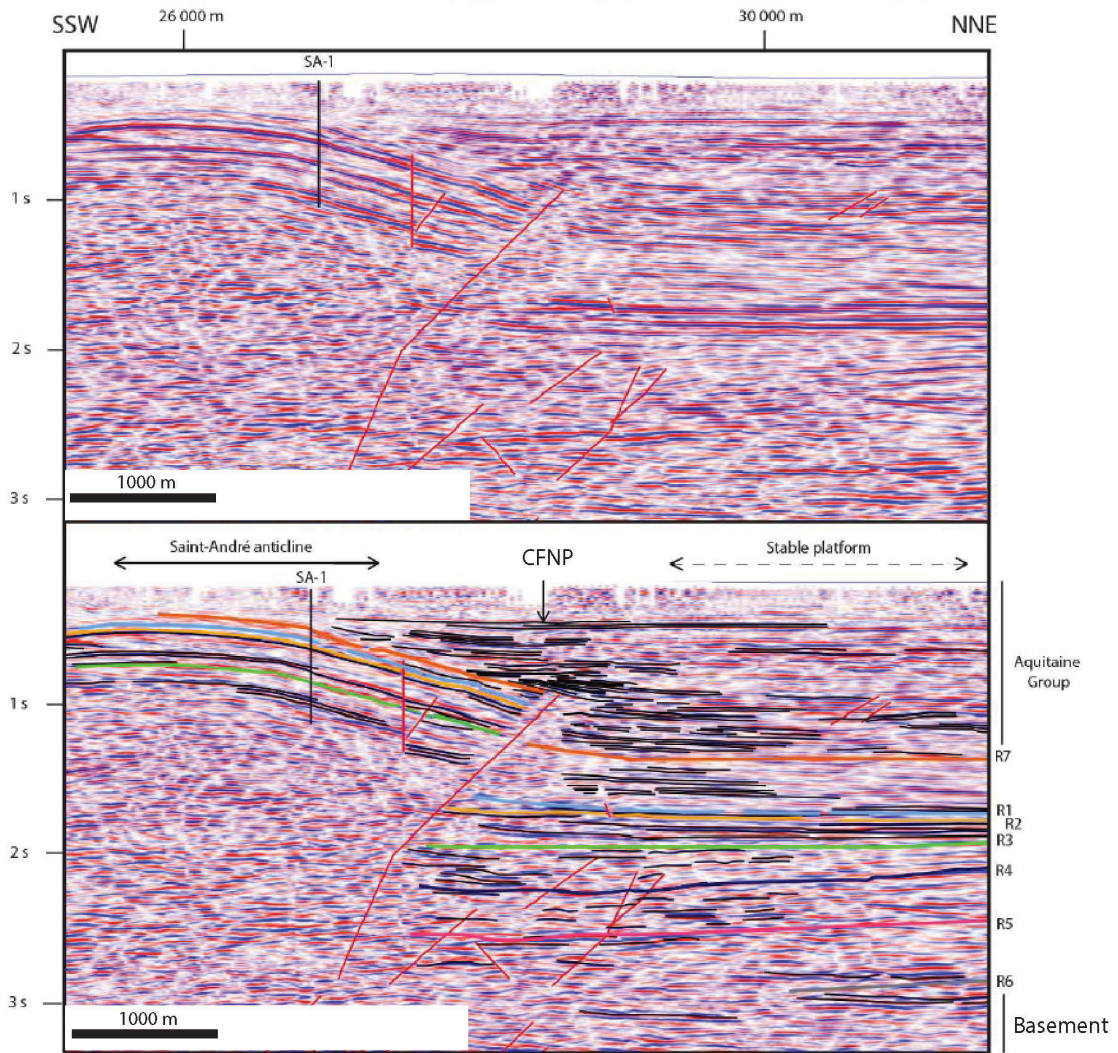


Figure 9 Extrait du profil sismique R7 (BRGM, voir Figure 4 pour la localisation) interprété dans la région du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) montrant le scellement du chevauchement par les dépôts supérieurs du remplissage du Bassin Aquitain (Miocène) en onlap. D'après Rougier (2014).

6. Le méga-cône alluvial de Lannemezan

6.1. Morphologie

Occupant une large partie centrale et est du Bassin Aquitain, le méga-cône alluvial de Lannemezan est un objet géomorphologique exceptionnel du piémont nord-pyrénéen, bien plus grand que les autres cônes alluviaux du piémont nord (Figure 10). Il comprend des dépôts miocènes à quaternaires qui forment un demi-cône d'une surface de plus de 10 000 km², remarquablement bordée par le cours de la Garonne au sud, à l'est et au nord. La Neste, qui prend sa source dans la Zone Axiale, s'écoule vers le Nord et traverse les derniers reliefs de la ZNP face à l'apex du méga-cône, était probablement la rivière d'alimentation de cette formation. Toutefois, le méga-cône est à présent abandonné : la Neste l'incise aujourd'hui profondément (sur une centaine de mètres au moins) près de l'apex et tourne brusquement pour s'écouler vers l'Est jusqu'à rejoindre la Garonne à sa sortie du relief, une vingtaine de kilomètres en aval. Cette capture a eu lieu au Quaternaire, après le dépôt de la dernière nappe.

Plusieurs mécanismes sont proposés pour expliquer cet abandon (Desegaulx and Brunet, 1990; Dubreuilh et al., 1995; Tucker and van der Beek, 2012; Stange et al., 2014) : (i) un changement marqué de la dynamique d'écoulement lié à la mise en place d'un climat fluctuant au Quaternaire (cycles de périodes glaciaires et interglaciaires) ; (ii) des mouvements verticaux de la lithosphère, derniers réajustements liés à un rebond isostatique post-orogénique ou autre facteur d'origine crustale ou lithosphérique indépendant de la convergence ; (iii) un épisode d'incision provoqué par une chute du niveau de base ; ou encore (iv) un phénomène autogénique de creusement,

d'enracinement du cours d'eau d'alimentation suite à un épisode d'avulsion, contrôlé par exemple la pente locale ou un changement topographique .

Suite à l'abandon du méga-cône, un vaste réseau fluvial radial se développe et incise sa surface. Une série de terrasses alluviales, développées le long de ces rivières, ainsi que le long de la Neste et de la Garonne, témoigne du caractère épisodique de cette incision (Hubschman, 1975a; 1975b; 1975c). Les vallées produites lors de cette incision sont nettement asymétriques avec la rive gauche en pente douce où se développent les terrasses étagées et une rive droite raide entaillée par la rivière. Cette caractéristique suggère une migration vers l'est des cours d'eau au cours de l'incision dont l'origine pourrait être climatique et/ou géodynamique (Taillefer, 1951; Bonnet et al., 2014; Stange et al., 2014).

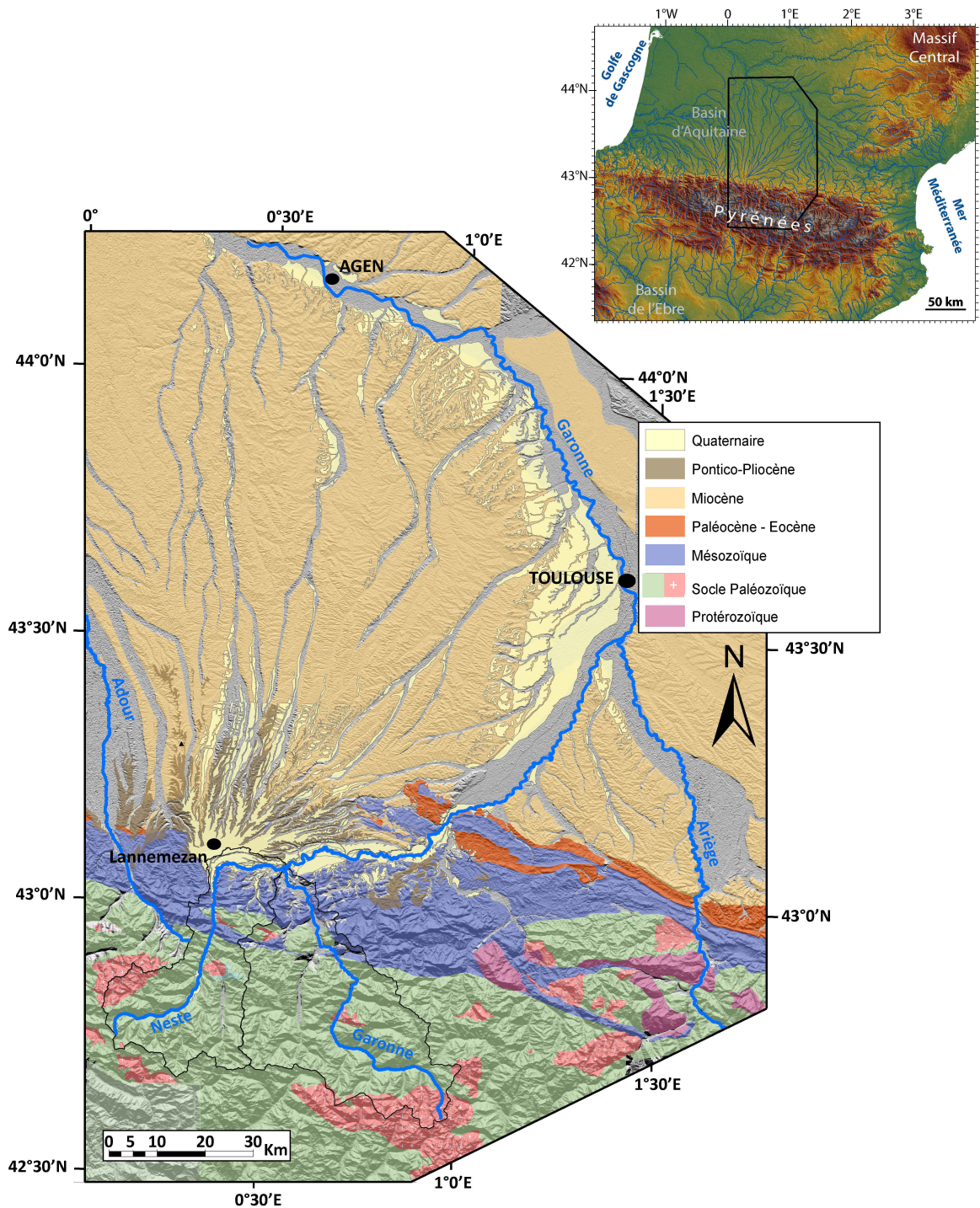


Figure 10 Le méga-cône de Lannemezan, dans l'avant-pays nord-Pyrénéen, se compose principalement de dépôts miocènes auxquels s'ajoutent des épandages pontico-pliocène et quaternaire. La Neste, dont le bassin versant actuel s'étend jusqu'à la Zone Axiale (paléozoïque) est la rivière qui alimentait certainement le méga-cône. Au Quaternaire, elle a cependant été déviée vers l'est à l'endroit où elle sort du relief et suit un cours parallèle au front de la chaîne pour rejoindre la Garonne quelques kilomètres en aval. Suite à l'abandon du méga-cône, toutes les rivières du piémont ont incisé ce dépôt, laissant une série de terrasses alluviales (particulièrement développées à l'ouest de Toulouse, par exemple).

6.2. Formation

L'essentiel des dépôts du méga-cône de Lannemezan sont miocènes (>100 m). Crouzel (1957) distingue 17 niveaux dans ces dépôts, dont la composition montre une cyclicité, passant typiquement de poudingue en base de série à molasse, calcaire puis marne vers le haut (faciès fluviatiles et lacustres à marécageux). Les passages latéraux de faciès, très progressifs sont interprétés comme exprimant les divagations des cours d'eau. Une étude statistique menée sur 52 coupes montre que les divagations se font vers l'Est ou l'Ouest, avec une certaine prédominance des divagations vers l'Est dans 65% des cas étudiés (Crouzel, 1957). Or, la morphologie actuelle des vallées du piémont central nord-Pyrénéen qui montrent un flanc ouest en pente douce et une rive droite (est) abrupte, sapée par l'érosion fluviatile. La divagation des rivières vers l'est est donc un phénomène d'ampleur régionale et qui dure au moins depuis le Miocène.

Les dépôts participent au comblement du bassin jusqu'au Tortonien supérieur-Pontien. Ensuite, des vallées sont creusées et modelées dans les couches molassiques (Figure 11 ; Crouzel, 1957). Les Sables Fauves amenés par l'incursion marine, ainsi que les argiles à galets et Glaises Bigarées d'origine pyrénéenne viendront combler ces vallées et construire les plateaux du piémont (cônes à pente très faible).

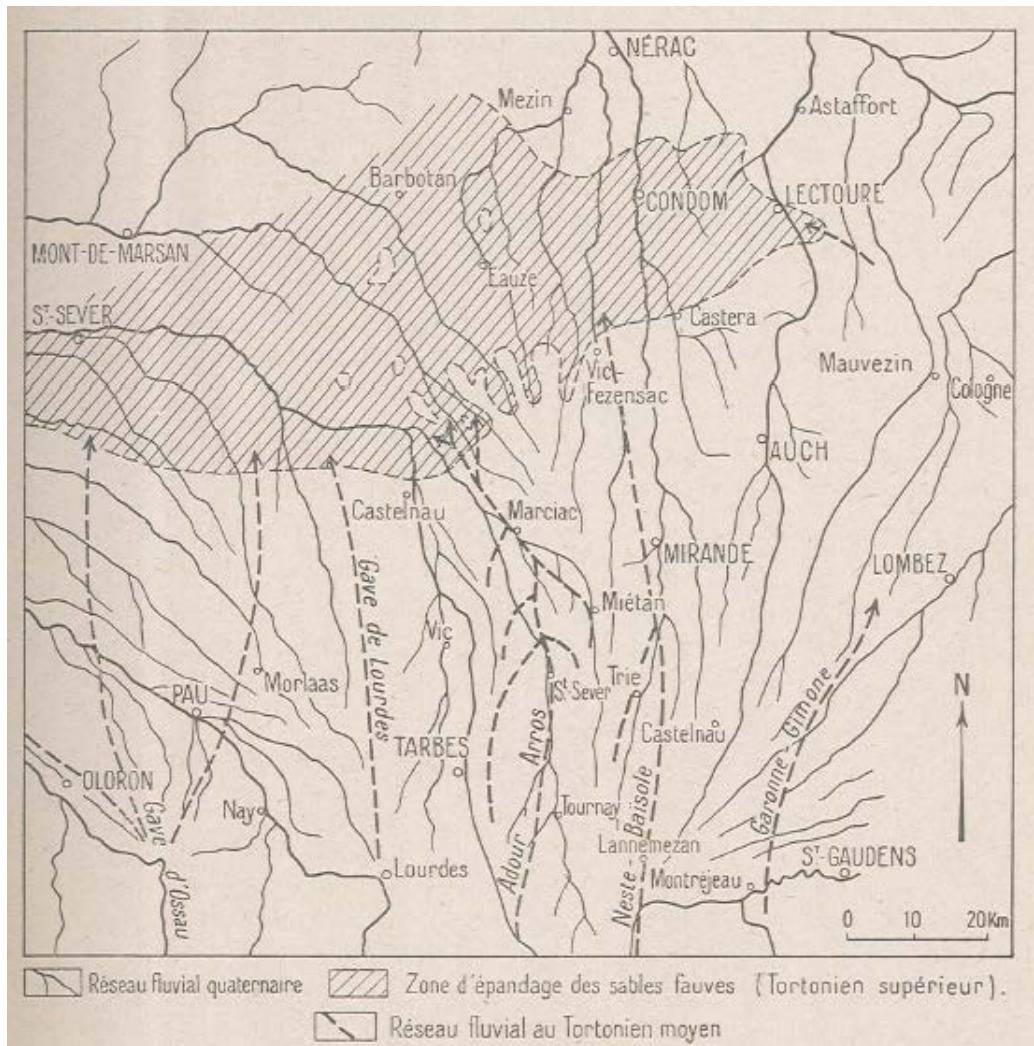


Figure 11 Au Tortonien, un réseau de vallées radiales se dessine dans le piémont, qui seront remplies par les apports molassiques et les Sables Fauves amenés par l'incursion marine au nord d'Auch (Crouzel, 1957).

Les cônes de Ger, d'Orignac et de Lannemezan sont alors bien distincts. Les dépôts supérieurs de Lannemezan (rassemblés sous le terme de *Formation de Lannemezan*) sont datés grâce à un gisement de lignites décrit sous la base du Pontien qui renferme des restes de mammifères (Crouzel, 1957; Paris, 1975; Azambre and Crouzel, 1988).

Le dépôt Pontico-Pliocène est torrentiel, avec des pulsations détritiques grossières séparées par des sables et argiles peu caillouteuses. L'argile est abondante dans tous les niveaux et emballe les éléments. La décroissance de la taille des éléments du Sud vers le

Nord est assez claire à grande échelle, mais aucun classement n'est observé verticalement au sein du dépôt (Crouzel, 1957; Azambre and Crouzel, 1988). Les éléments grossiers de ce dépôt sont les mêmes que ceux du Miocène, ce qui suggère que la zone source des matériaux n'a pas changé (Crouzel, 1957; Hubschman, 1975d). Cependant, l'absence de calcaire et la rubéfaction des dépôts supérieures les distinguent nettement des mollasses miocènes, et pourrait indiquer une modification du mode de dépôt et des conditions climatiques (Crouzel, 1957; Hubschman, 1975d).

Un dépôt quaternaire recouvre ce dépôt pontico-pliocène et le ravine localement dans la partie la plus méridionale du bassin. Cette formation à gros galets et blocs dans une matrice argileuse est épaisse de plus de 60m près du coude de la Neste mais son épaisseur diminue rapidement pour disparaître quelques kilomètres plus loin. Ces caractéristiques l'apparentent à un dépôt torrentiel (cône de déjection) de climat sec dans lequel les matériaux sont transportés dans un écoulement épais lors d'épisodes de précipitations rares et violents (Crouzel, 1957; Hubschman, 1975d).

Méthodes

Méthodes

Dans cette étude, j'utilise :

- l'analyse des **traces de fissions sur apatite** pour évaluer **l'histoire thermique et vitesses d'exhumation de la chaîne** (Chapitre 1)
- les **nucléides cosmogéniques** utilisés pour estimer **les taux moyens d'érosion des bassins versants du flanc nord de la chaîne** (Chapitre 1) et **dater l'abandon de surfaces alluviales et évaluer leur évolution post-dépôt** (Chapitre 2)
- la **pétrographie sédimentaire** pour caractériser la **zone source** des sédiments accumulés dans le méga-cône (Chapitre 1, cette analyse a été faite par E. Garzanti, A. Resentini et M. Limonta à l'Università Milano-Bicocca et ne sera pas explicitée ici)
- la caractérisation de certains **indices géomorphologiques** (Chapitre 2), qui ont été présentés dans la partie Etat de l'art pour évaluer **l'histoire d'incision** du piémont et de la chaîne
- la **modélisation numérique**, dont les principes ont été présentés dans la partie Etat de l'art, les détails du code utilisé seront présentés dans le chapitre 3, pour comprendre le **rôle des différents contrôles** sur l'évolution du paysage nord-pyrénéen.

Les principes de base des méthodes de datations (traces de fission sur apatite et nucléides cosmogéniques) et les particularités de l'utilisation que j'en ai faite sont détaillés dans les paragraphes suivants.

Les traces de fission sur apatite

L'analyse des traces de fissions dans les apatites permet de déterminer une partie de l'histoire thermique des roches et donc de quantifier des vitesses d'exhumation sur une échelle de temps relativement longue.

1. Principe

Une partie de la désintégration radioactive naturelle de l'Uranium 238 (^{238}U) contenu dans les apatites se fait par fission, c'est-à-dire par division du noyau instable. L'éjection des atomes fils occasionne alors des défauts dans le réseau cristallin (désorganisation liée aux interactions électrostatiques) sous forme d'une aire linéaire vacante (la « trace », diamètre <10 nm, longueur $\sim 10\text{-}20$ μm). Leur taille nécessite une attaque chimique (qui les accentue) pour que les traces soient visibles au microscope.

A haute température ($>110^\circ\text{C}$ environ), le réseau cristallin se réorganise et les traces sont refermées, cicatrisées, à une vitesse plus rapide que leur vitesse de production ; le système est dit « ouvert ». A faible température ($<60^\circ\text{C}$ environ ; Laslett et al., 1987) les traces sont conservées et s'accumulent au cours du temps ; le système est fermé. Entre ces deux températures, la cicatrisation est partielle.

Chaque trace représentant un événement de fission spontanée, la densité de traces de fission dans un minéral dépend de (i) la vitesse de désintégration par fission (constante connue), (ii) la quantité d'Uranium présente à l'origine dans le minéral

(quantifiée par proxy ; voir plus loin) et (iii) du temps écoulé depuis que l'échantillon a été refroidi en dessous de sa température de fermeture. L'âge thermochronométrique est donc donné par la relation :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{\lambda_d N_s}{\lambda_f U_{238}} + 1 \right) \quad (1)$$

où λ_d est la constante de désintégration totale pour le ^{238}U , λ_f est la constante de désintégration par fission spontanée pour le ^{238}U , N_s est le nombre de traces de fission spontanée présentes dans l'échantillon et ^{238}U est le nombre d'atomes de ^{238}U dans l'échantillon.

Pour connaître la concentration en Uranium, l'échantillon est irradié dans un réacteur nucléaire (réacteur FRM II de Munich pour nos échantillons). Cette irradiation provoque la fission d'une partie de l'isotope ^{235}U , ce qui crée une nouvelle série de trace. Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant, on peut donc déduire la concentration en ^{238}U de la densité de traces induites. L'âge thermochronométrique (Eq. 1) devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{\lambda_d \Phi \sigma_c I \rho_s}{\lambda_f \rho_i} + 1 \right) \quad (2)$$

avec ρ_s et ρ_i les densité de traces spontanées et induites respectivement (Hurford 1990). Les autres paramètres sont obtenus grâce à l'irradiation, en même temps que l'échantillon, d'un verre (dosimètre, sur lequel sera induite une densité de trace ρ_D) d'un

détecteur externe (Hurford and Green, 1982; Hurford, 1990), habituellement un mica, qui permet une calibration (facteur de calibration ζ) tel que :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\frac{\lambda_d \zeta \rho_s c \rho_D}{\rho_i} + 1 \right) \quad (3)$$

Pour nos échantillons, la calibration a été faite grâce aux standard Durango et Fish Canyon Tuff, daté indépendamment ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb) à $31,02 \pm 0,22$ Ma (McDowell et al. 2005) and $27,8 \pm 0,2$ Ma (Hurford and Hammerschmidt 1985), respectivement.

Un âge est calculé pour chaque grain analysé (une vingtaine de grains pour un échantillon de socle), et un âge central (valeur moyenne de la distribution logarithmique des âges, pondérée par l'erreur sur chaque âge; Galbraith and Laslett, 1993) est généralement présenté avec son erreur (1 ou 2 σ , propagée depuis l'erreur de comptage sur l'échantillon, le détecteur et le dosimètre).

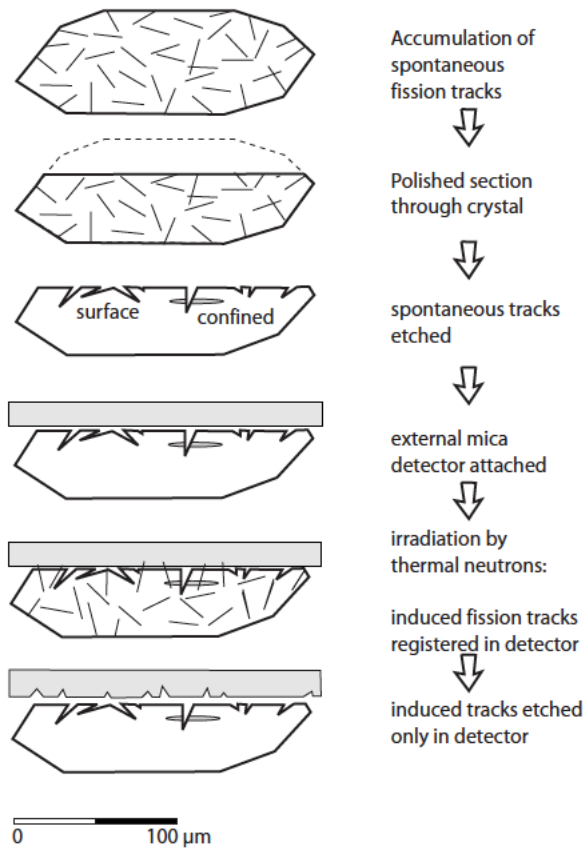


Figure 1 Utilisation d'un détecteur externe pour la méthode des traces de fissions. Au cours de son exhumation au-dessus de la profondeur correspondant à la fermeture du système, le grain d'apatite accumule les traces de fission spontanée de l' ^{238}U . La préparation de l'échantillon commence par une phase de polissage mécanique puis une attaque chimique qui permettent de révéler les traces. Un mica (détecteur) est fixé à la face polie du grain et irradié conjointement à l'échantillon. Les traces induites par l'irradiation sont enregistrées par le détecteur sur lequel on les révèle par une attaque chimique. Les traces sont comptées sur l'échantillon et sur le détecteur (et sur le dosimètre) pour calculer l'âge thermochronométrique. (

2. Vitesse d'exhumation

L'âge thermochronométrique correspond au temps écoulé depuis que l'échantillon a refroidit en-dessous de la température de fermeture du système. De ce temps, on obtient directement une vitesse de refroidissement à partir de laquelle on peut déduire une vitesse d'exhumation (i.e. mouvement vertical ascendant relatif à la surface, qui tient donc compte de l'érosion et de la composante tectonique du mouvement) si le gradient géothermique (au moment du passage de l'isotherme de fermeture) est connu ou estimé. On fait dans ce cas l'hypothèse que l'échantillon est exhumé verticalement à travers les isothermes qui ne sont elles-mêmes pas perturbées. Dans les orogènes, le chemin emprunté par l'échantillon peut toutefois comprendre une composante horizontale et l'exhumation calculée sous-estime alors la quantité totale d'érosion (Batt and Brandon, 2002). De plus, des déformations suffisamment rapides peuvent induire une déformation des isotherme.

3. Profil vertical

Lors de l'orogénèse, des unités cristallines peuvent être exhumées par l'épaississement et l'érosion du relief. Si l'on suppose que ce massif est exhumé verticalement, les différents points d'un profil vertical de ce massif ont successivement passé l'isotherme de fermeture et ont donc un âge thermochronométrique de plus en plus jeune vers le bas du profil. L'écart entre ces âges dépend de la vitesse d'exhumation. L'échantillonnage d'un profil (sub-)vertical permet donc d'obtenir une bonne contrainte sur la vitesse d'exhumation qui sera directement déduite de la pente du profil âge versus

altitude (en supposant une exhumation verticale ; Figure 2). Dans certains cas, le début de l'épisode d'exhumation peut également être mis en évidence par un changement de pente du profil âge-altitude (Figure 2 ; Fitzgerald et al., 1993; 1995).

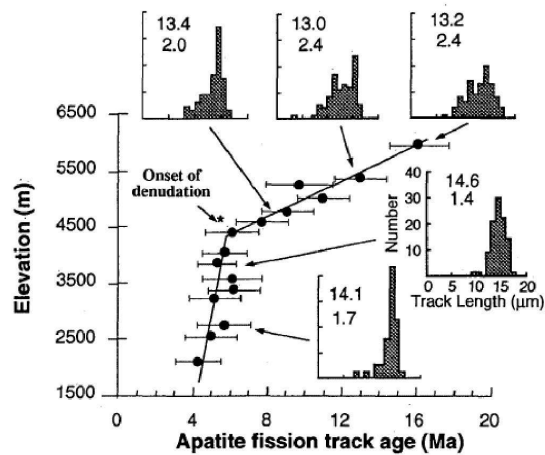


Figure 2 Profil âge AFT-altitude des échantillons de (Fitzgerald et al., 1993; 1995) au Denali (Alaska) montrant une accélération de la vitesse de refroidissement par dénudation vers 6 Ma.

4. Longueur des traces

Puisque la cicatrisation des traces de fission est un processus diffusif (migration des électrons), elle dépend de la température et des expériences ont permis de déterminer quantitativement la relation entre l'histoire thermique de l'échantillon et la distribution des longueurs des traces. L'étude des longueurs des traces apporte donc des précisions sur l'évolution thermique de l'échantillon (exhumation, enfouissement). Toutefois, dans notre cas, il n'a pas été possible de les mesurer.

5. Analyse d'échantillons détritiques

Dans un échantillon détritique, les grains pouvant venir de massifs d'âges différents, plusieurs groupes d'âges peuvent apparaître lors du calcul des âges par grain. Le test χ^2 (Green, 1981) permet de révéler la présence de plusieurs groupes d'âges (pics).

Pour les échantillons détritiques, la vitesse d'exhumation est moyennée sur le temps écoulé entre le passage de l'échantillon à l'isotherme de fermeture du système et le dépôt du grain au sein de la formation sédimentaire (*lag time*). Le temps écoulé entre l'arrivée de l'échantillon à la surface et son dépôt (incluant donc l'érosion et le transport) est souvent négligeable par rapport au temps d'exhumation.

Les nucléides cosmogéniques

Je présente ici le principe de base de l'utilisation des nucléides cosmogéniques, dont nous avons fait deux usages : l'estimation de taux d'érosion moyen d'un bassin versant à partir de l'échantillonnage de ses sédiments de rivière (Chapitre 1) et l'évaluation de l'histoire post-dépôt (abandon, érosion, enfouissement) de formations alluviales quaternaires (Chapitre 2).

1. Objectif de la méthode

L'analyse des nucléides cosmogéniques (TCN pour Terrestrial Cosmogenic Nuclides) contenus dans un échantillon permet (i) d'établir la durée d'exposition de l'objet morphologique échantillonné à (ou proche de) la surface, ou bien, (ii) d'estimer le taux moyen d'érosion du bassin versant dont l'exutoire est le point d'échantillonnage.

2. Principe

Cette méthode se base sur la production *in-situ* de nucléides cosmogéniques par l'interaction entre les particules du rayonnement cosmique (d'origine solaire ou galactique) et les constituants de la partie la plus superficielle de la lithosphère (~quelques mètres).

Une infime partie du rayonnement cosmique primaire et du rayonnement secondaire (neutrons et muons issus de la cascade de réactions nucléaires entre le rayonnement primaire et l'atmosphère) a suffisamment d'énergie pour interagir avec la roche. Lors de cette réaction (spallation), le noyau de l'élément cible (dans la roche ou le sédiment) est frappé par le rayon incident et décomposé en un noyau de plus faible masse atomique qui libère un jet de particules légères (neutron, proton, deutérium, hélium). Au sein du réseau cristallin du quartz, c'est par exemple le béryllium (^{10}Be) qui se substitue à l'oxygène (^{16}O) ou la silice (^{28}Si). L'aluminium (^{26}Al) peut également se substituer à la silice. Certains des nucléides produits sont naturellement radioactifs (^{10}Be : $T_{1/2} = 1,39 \pm 0,01 \text{ Ma}$; Chmeleff et al., 2010; ^{26}Al : $T_{1/2} = 7,05 \text{ Ma}$ Nishiizumi, 2004).

Le taux de production, c'est-à-dire le nombre d'atomes produits par gramme de matière cible et par an ($\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$), de ces nucléides au sein des minéraux exposés au rayonnement cosmique, est connue. Plusieurs facteurs perturbent néanmoins l'efficacité du rayonnement cosmique et influent donc sur cette production. Le champ magnétique terrestre dévie une partie du rayonnement cosmique incident : de l'Equateur aux pôles magnétiques, de plus en plus de particules (ayant une énergie de moins en moins forte) parviennent au sommet de l'atmosphère (Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010). Comme les particules du rayonnement primaire interagissent avec celles de l'atmosphère, l'épaisseur d'atmosphère traversée influence la quantité de particules finalement disponible pour la production in-situ dans la lithosphère. Cet effet entraîne une forte dépendance du taux de production à l'altitude. Il est donc nécessaire d'appliquer à la production théorique une correction latitudinale ainsi qu'une correction altitudinale spécifiques au lieu d'échantillonnage (Lal, 1991). Enfin, une correction d'écrantage topographique doit être appliquée lorsque la surface échantillonnée

provient d'une zone où le relief environnant est suffisamment important pour empêcher l'incidence du rayonnement cosmique (Dunai, 2010). Dans certains cas, il est également nécessaire d'appliquer un facteur correctif lié à l'écran formé par la présence (permanente ou temporaire) d'un dépôt superficiel (neige, glace, sol, colluvion) sur la surface échantillonnée (ex. Delunel et al., 2010).

Du fait de la dissipation rapide de l'énergie à mesure que le rayonnement interagit avec la matière traversée, son flux décroît exponentiellement avec l'augmentation de la profondeur dans la lithosphère. Cette décroissance dépend de la densité du milieu traversé et n'est pas la même pour tous les types de particules : les neutrons sont très majoritairement responsables de la production en surface, les muons, qui sont moins atténués, assurent la production en profondeur (Figure 3 ex. Braucher et al., 2003; Dunai, 2010). La production *in situ* reste finalement limitée aux premiers mètres du substrat rocheux.

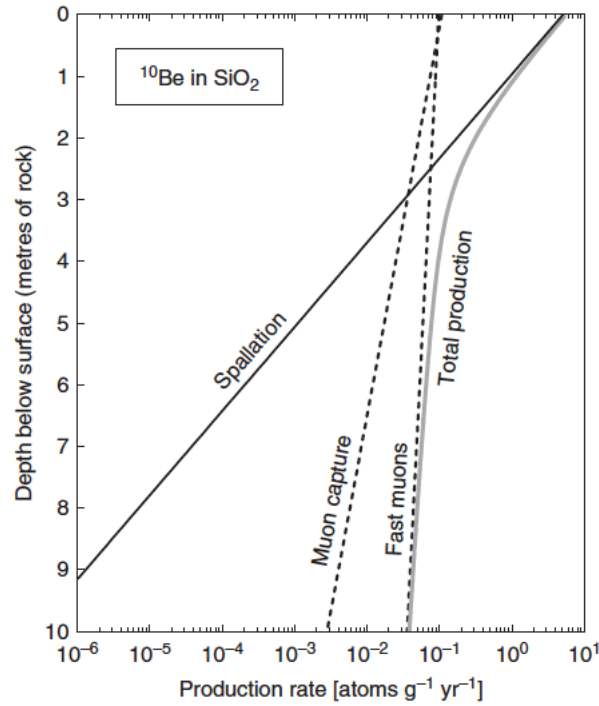


Figure 3 Estimation de la production de ^{10}Be dans le quartz en fonction de la profondeur sous la surface, au niveau de la mer et à haute latitude (SLHL), pour une densité de $2,7 \text{ g cm}^{-3}$, à partir des taux de production de surface et équations de Heisinger *et al.* (2002a, 2002b). Notez que l'échelle est logarithmique pour le taux de production. D'après Dunai (2010).

En tenant compte de ces paramètres, on peut donc établir le temps d'exposition d'une surface au rayonnement cosmique en mesurant sa concentration en nucléides cosmogéniques (Gosse and Phillips, 2001; Lal, 1991). L'accumulation des TCN produits *in-situ* au cours du temps est exprimée comme suit :

$$\frac{dC}{dt} = P_0 e^{-\frac{x}{\Lambda}} + \varepsilon \frac{dC}{dx} - \lambda C \quad (1)$$

avec P_0 la production en surface (atomes $\text{g}^{-1} \text{ a}^{-1}$), x la profondeur (g cm^{-3}), Λ la longueur d'atténuation, spécifique à chaque type de particule incidente (g cm^{-2}), ε la vitesse de dénudation ($\text{cm}^{-1} \text{ a}^{-1}$) et λ la constante de désintégration radioactive ($\lambda = \ln(2)/T_{1/2}$).

La production en surface (P_o) est assurée par les neutrons (96,4 %), les muons lents et rapides (3,6 % ensemble ; Dunai, 2010). En profondeur, ces proportions changent du fait des longueurs d'atténuations différentes pour chaque type de particule (respectivement $\Lambda_n=160 \text{ g cm}^{-2}$, $\Lambda_{\mu s}=1500 \text{ g cm}^{-2}$ et $\Lambda_{\mu f}=4320 \text{ g cm}^{-2}$; Figure 3 ; Heisinger et al., 2002a; 2002b). Le taux de production en surface tient compte d'un taux de référence déterminé au niveau de la mer pour les hautes latitudes (SLHL, Sea Level High Latitude) ainsi que des variations latitudinales du taux de production (Lal, 1991; Stone, 2000). Pour notre étude dans le piémont nord-Pyrénéen, nous avons utilisé un taux de production de référence ($3,87 \pm 0,19 \text{ at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$) basé sur une calibration de Balco et al. (2009) à une latitude similaire (Nouvelle-Angleterre, USA, 40-45°N).

3. Echantillonnage

Selon l'objectif de l'étude, trois types de sites peuvent être échantillonnés : (i) une surface rocheuse, mise au jour par l'érosion (fluviale, glaciaire), ou par le jeu d'une faille ou d'un éboulement, puis abandonnée, pour laquelle on obtiendra un âge d'exposition ; (ii) un dépôt alluvial, sur lequel on échantillonnera un profil vertical afin d'évaluer son histoire post-dépôt (âge d'abandon, enfouissement) ; et (iii) les sédiments du lit actif d'une rivière pour laquelle on obtiendra une vitesse moyenne d'érosion du bassin versant (dont le point d'échantillonnage est l'exutoire) . Nous avons été amenés à échantillonner dans ces deux derniers cas pour notre étude.

3.1. Echantillonnage d'un profil vertical dans un dépôt alluvial

La méthode d'analyse de profils verticaux s'appuie sur le profil théorique d'évolution de la concentration en TCN en fonction de la profondeur, décrite par l'Equation 1 (Figure 3).

Cette méthode repose sur la relation production/profondeur qui est connue (voir plus haut). L'échantillonnage du profil a pour objectif de couvrir une profondeur suffisante pour observer l'évolution de la concentration en TCN avec la profondeur qui suit cette courbe de production. En particulier, on cherchera à atteindre une profondeur suffisante, à laquelle la production est nulle. Cette profondeur est typiquement estimée à 2-3 m mais dépend en pratique de la vitesse d'érosion (plus cette vitesse est rapide, plus il faut échantillonner profondément) et de l'âge du dépôt (plus le dépôt est ancien, plus il faut échantillonner profondément). Dans notre étude, nous avons par exemple considéré qu'un profil relativement peu profond (1.2 m) pour une terrasse récente (1 ka) est acceptable mais la faible profondeur d'échantillonnage dans le dépôt le plus ancien (0.7m) ne permet pas l'établissement d'un profil vertical valable.

3.2. Echantillonnage de sédiments du lit actif d'une rivière

Un échantillon de sédiment collecté à l'exutoire d'un bassin versant est considéré comme un agrégat (mélange moyen) de grains qui proviennent de toutes les zones situées en amont et drainées par cette rivière. Toutes ces zones (sous-bassins) ne sont pas nécessairement érodées à la même vitesse (et leurs produits ne comportent donc

pas les mêmes concentrations en nucléides) mais le mélange des grains pendant le transport permet une homogénéisation et l'échantillon de sédiment à l'exutoire comporte une concentration moyenne représentative de la production et du taux d'érosion moyens du bassin versant (vonBlanckenburg, 2006).

L'ubiquité, la résistance à l'altération et le traitement chimique relativement simple du quartz en font une cible privilégiée (avec le ^{10}Be comme nucléide analysé, cf. vonBlanckenburg, 2006). Il convient d'éviter les sites visiblement perturbés récemment (effondrement de la rive, perturbation anthropique) ou bien isolés de l'écoulement actif (méandre abandonné qui peut stocker un matériel plus ancien). L'échantillonnage consiste alors simplement à prélever du sable (ou des galets, cf. paragraphe suivant) du lit actuel de la rivière ou bien d'un banc de sable dans la rivière (sous le niveau de hautes eaux).

3.3. Taille de la fraction échantillonnée : galets *versus* sable

Plusieurs études pointent la dépendance de la concentration mesurée en TCN au diamètre des matériaux alluviaux échantillonnés. Pour certains auteurs, la concentration plus faible des fractions les plus grossières (galets, graviers) suggère que ces fractions granulométriques sont principalement amenées par des glissements de terrains (qui mobilisent les matériaux profonds, peu concentrés en TCN ; Brown et al., 1995; Belmont et al., 2007; Aguilar et al., 2014; Puchol et al., 2014). Cette dépendance à la taille semble en effet disparaître dans les zones de moindre relief (Granger et al., 1996; Clapp et al., 2000; 2001; Schaller et al., 2001; Clapp et al., 2002). Cependant, d'autres auteurs

n'observent pas de différence significative liée à la taille du grain échantillonné, même dans des zones de forts reliefs (Vanacker et al., 2007a; 2007b; Wittmann et al., 2007; Ouimet et al., 2009; Norton et al., 2011).

La modélisation numérique de l'érosion et du transport de clastes de différentes tailles (Carretier et al., 2009; Carretier and Regard, 2011) suggère que, dans certains cas, des différences significatives de concentration en TCN entre des fractions de tailles différentes sont induites par (i) la perte de matière par attrition (impliquant ainsi la lithologie source) et (ii) la dépendance de la vitesse de transport à la taille du claste. Néanmoins, les auteurs notent que les relations entre ces paramètres ne sont pas uniques. Ces auteurs préconisent l'échantillonnage d'une gamme de tailles de clastes ou encore d'intégrer les résultats de plusieurs sites d'échantillonnage le long de la rivière pour interpréter l'ensemble des variations de concentration en TCN.

Finalement, dans une synthèse récente, Carretier *et al.* (2015a) observent (i) qu'il n'y a pas de relation unique entre la concentration en ^{10}Be et la taille du grain/claste échantillonné ou (ii) la taille ou le relief du bassin versant. Les relations ou absences de relations observées dans les autres études relèvent, pour ces auteurs, de processus (glissements de terrains, mode et vitesses de transport, attrition, production de sol) dont les caractéristiques et les moteurs diffèrent pour chaque site.

4. Préparation des échantillons

Le protocole de préparation des échantillons permet d'extraire le TCN du minéral cible, je décris ici l'extraction du ^{10}Be et ^{26}Al du quartz. Les échantillons sont traités pour (i) concentrer et purifier le minéral-cible par séparation mécanique et chimique du reste du matériel et (ii) extraire et purifier l'isotope sélectionné pour le séparer des éventuels isobares (séparer ^{10}B du ^{10}Be et ^{26}Mg du ^{26}Al) pouvant interférer lors de la mesure (Dunai, 2010).

La séparation des minéraux, bien que coûteuse en temps, est primordiale pour obtenir une fraction mono-minéralogique pure; une pollution même mineure par d'autres minéraux ou des impuretés au sein du cristal peut influencer significativement la concentration mesurée (ex Abrahami, 2015). Cette étape comprend le broyage, le tamisage, la séparation par densité et/ou par sensibilité magnétique et, éventuellement, une étape de sélection des grains à la main. Le traitement chimique permet la dissolution des phases minérales indésirables restantes et d'attaquer suffisamment les minéraux-cibles pour en éliminer la composante météorique du ^{10}Be (30% de la masse environ (Kohl and Nishiizumi, 1992)). On utilisera typiquement une fraction purifiée de quartz de 10 à 100g pour l'analyse (Dunai, 2010).

La phase de préparation chimique vise à isoler le nucléide cosmogénique des isobares et à préparer l'échantillon sous une forme oxydée pour la mesure AMS (Accelerator Mass Spectrometry). J'ai suivi le protocole établi par Brown *et al.* (1991) et Merchel and Herpers, 1999) qui implique (i) la dissolution complète du quartz pur dans l'acide fluorhydrique (HF), (ii) la substitution en acide chlorhydrique, (iii) l'isolation de

l'élément cible (Be ou Al) par colonne échangeuses d'ions. Finalement, les échantillons sont oxydés et intégrés à des cathodes pour la mesure AMS. Les ratios $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ sont mesurés à l'AMS ASTER (LN2C-CEREGE, Aix-en-Provence) et calibrés sur des standards. Pour l'aluminium, la concentration en ^{27}Al naturellement présente dans l'échantillon a été mesurée par ICP-AES au laboratoire ISTerre. Les erreurs analytiques sont incluses et propagées dans les étapes de traitement des résultats (cf. paragraphes suivants).

5. Interprétation des données

5.1. De la concentration à l'âge d'exposition d'une surface

Les dépôts sédimentaires formés par les rivières, les glaciers ou la mer sont des cibles courantes pour la datation de l'exposition par nucléides cosmogéniques (Gosse and Phillips, 2001). La nature des processus de transport et de dépôt de ces sédiments implique de considérer avec attention l'héritage (i.e. la part de la concentration en TCN due à une exposition pré-dépôt) et les perturbations post-dépôt (érosion ou enfouissement). Le traitement de profils verticaux et la double datation (^{10}Be et ^{26}Al) permettent de quantifier ces processus.

Hidy *et al.* (2010) ont développé une méthode qui permet de modéliser conjointement (approche de type Monte-Carlo) la durée d'exposition, l'héritage et l'érosion post-dépôt, à partir des concentrations en TCN mesurées le long d'un profil vertical. Ainsi, nous donnons des résultats qui correspondent au meilleur modèle (best

fit) comprennent un triplet modélisé âge-héritage-érosion (et leurs erreurs relatives respectives).

La double datation (i.e. l'utilisation de deux nucléides cosmogéniques sur un même échantillon) permet d'évaluer l'histoire d'érosion ou d'enfouissement post-exposition d'une surface (Lal, 1991; Dunai, 2010). Cette méthode s'appuie sur le différentiel de vitesse de décroissance radioactive entre deux TCN. Le rapport entre les concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al d'une formation change sensiblement avec le taux d'érosion. La Figure 4 montre l'évolution théorique de ce rapport en fonction de la concentration en ^{10}Be pour un état stationnaire (production compensée par érosion et désintégration radioactive), avec et sans érosion.

Ce type de représentation permet d'estimer si la surface a été érodée (l'échantillon figurera alors dans la zone « steady-state erosion island ») ou non (l'échantillon figurera dans ce cas sur la borne supérieure de l'enveloppe) ou encore si elle a été enfouie (domaine situé sous l'enveloppe du steady-state erosion). Le temps d'enfouissement peut également être calculé à partir du rapport des concentrations (*burial dating* ; Lal, 1991 ; Granger and Muzikar, 2001).

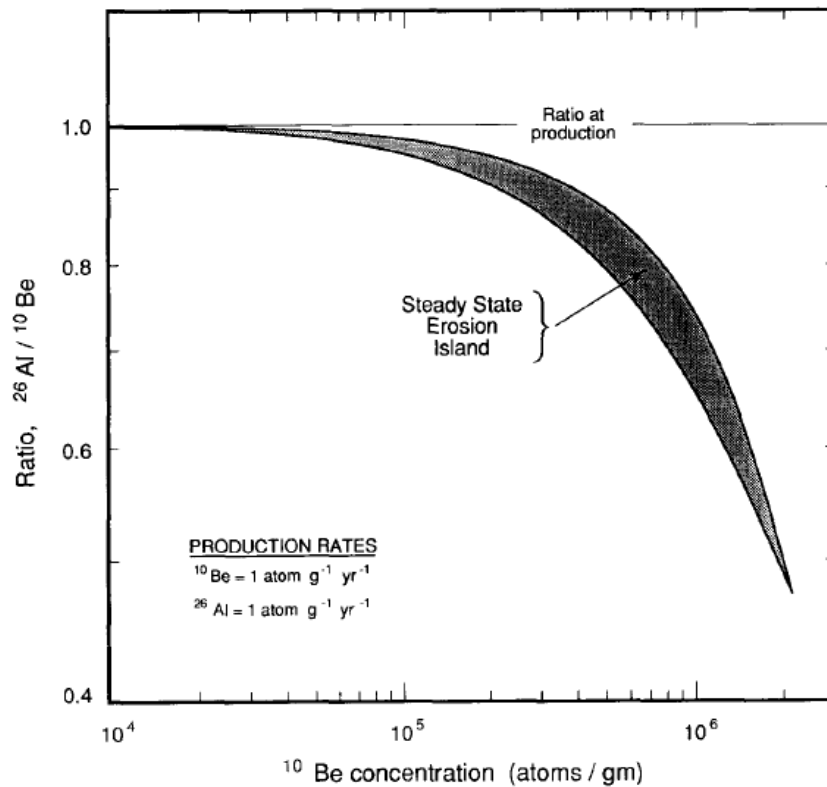


Figure 4 Evolution théorique du rapport entre les concentrations en ^{26}Al et ^{10}Be en fonction de la concentration en ^{10}Be , normalisées aux taux de production, pour une surface exposée à l'équilibre. La courbe supérieure correspond à une érosion nulle, la « Steady State Erosion Island » (gris) rassemble les solutions possibles pour des taux d'érosion non nuls constants et le domaine sous cette ensemble est celui de l'enfouissement. D'après Lal (1991).

5.2. De la concentration à la vitesse d'érosion moyenne d'un bassin versant

Un nombre croissant d'études utilise les concentrations des sédiments de rivière en TCN pour quantifier les taux d'érosion moyenné à l'échelle du bassin versant du site échantillonné (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996; Schaller et al., 2001; vonBlanckenburg, 2006; Delunel et al., 2010).

Cette méthode s'appuie sur le fait qu'un équilibre séculaire s'instaure entre la production de nucléide cosmogénique et les pertes par érosion et décroissance

radioactive (dans le cas des isotopes radioactifs). Ainsi, en considérant un temps de transport court entre ce point d'origine et le lieu d'échantillonnage, la concentration moyenne en nucléide cosmogénique est inversement proportionnelle à la vitesse moyenne de dénudation du bassin versant du point échantillonné (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996; vonBlanckenburg, 2006). Ceci implique donc de faire les hypothèses suivantes: (i) le stockage temporaire au sein du bassin versant échantillonné est négligeable et (ii) les pertes liées à la décroissance radioactive sont négligeables puisque les temps d'érosion et de transports sont courts. Ces hypothèses semblent raisonnables dans le cas étudié puisque les bassins versants sont peu étendus (<1100 km²) et le fort relief permet de supposer un transport relativement rapide. Une autre hypothèse importante est implicite dans ce modèle: on considère que la proportion du minéral cible est la même dans toutes les lithologies érodées dans le bassin versant et la fraction du matériel transporté représentée par ce minéral cible est donc considéré comme constante (Carretier et al., 2015b). Dans le cas où cette hypothèse n'est pas vérifiée (lithologies comportant des proportions variables de quartz), il est toutefois possible de tenir compte de cette hétérogénéité (ex: Carretier et al., 2015b), et voir Chapitre 1). Enfin, la dénudation dans le bassin doit se faire majoritairement par érosion (physique). Dans les zones où l'altération chimique est importante (ex. zones tropicales), elle entraîne une perte de masse importante qui modifie significativement le profil concentration-profondeur et doit être prise en compte (Dunai, 2010).

Il a été démontré que dans la plupart des cas, le temps enregistré par l'accumulation de TCN est suffisamment long pour que les taux de dénudation qui en sont dérivés ne soient pas affectés par des processus extrêmes provoqués par des

oscillations climatiques rapides et/ou par une perturbation d'origine anthropique (Brown et al., 1998; vonBlanckenburg, 2006). Toutefois, dans le cas de bassins peu étendus, l'occurrence de glissements de terrain devrait être évaluée puisque ceux-ci peuvent affecter le taux d'érosion moyen (Abrahami et al., 2016; Glotzbach et al., 2013).

Dans ces conditions, la vitesse de dénudation moyenne du bassin versant ε peut être déduite de la concentration mesurée en nucléide cosmogénique C :

$$\varepsilon = \left(\frac{P_c}{C} - \lambda \right) \frac{\Lambda}{\rho} \quad (3)$$

où P_c est la production moyenne du bassin versant, λ est la constante de décroissance radioactive, Λ est la longueur d'atténuation des particules qui contribuent à la production et ρ la densité moyenne des roches sources (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996). La production moyenne du bassin versant P_c doit tenir compte des variations de production en chaque point du bassin dues à la variabilité altitudinale (les variations latitudinales sont généralement négligeables). Von Blanckenburg (2006) a démontré que l'altitude moyenne et la latitude moyenne du bassin versant peuvent être utilisées pour des résultats similaires à ceux obtenus avec une quantification plus précise à partir d'un MNT (sauf dans le cas de bassins à très fort relief). Une pondération par l'écrantage topographique (résolu spatialement à partir du MNT et valeur moyenne) doit également être appliquée à la production moyenne du bassin.

Dans notre étude, nous utilisons la procédure décrite par Delunel et al. (2010) à partir de ces principes. Les caractéristiques topographiques du bassin (aire drainée, altitude moyenne, pente moyenne, relief géophysique moyen) sont extraits d'un Modèle

Numérique de Terrain (ASTER GDEM) de ~30m de résolution grâce au SIG (ArcGIS®) et aux modules hydrologiques TopoToolbox (Schwanghart and Scherler, 2014). Un taux de production de ^{10}Be moyenné est calculé pour chaque bassin à partir d'algorithmes de calcul (Matlab®) modifiés d'après (Balco, 2001) qui combinent les 2 grilles (30m de résolution) :

- une grille de la production théorique de surface en chaque point (cellule) du bassin (P_{Si}), calculée à partir taux de production spallogénique (issue des neutrons uniquement) au SLHL, estimé à $3,87 \pm 0,19 \text{ at g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Balco et al., 2009), corrigé pour la latitude et l'altitude (Stone, 2000) ;
- une grille du facteur de correction topographique calculé en chaque point (S_{fi}) d'après Dunne *et al.* (1999). Pour chaque cellule, l'algorithme tient compte de l'angle topographique maximum dans chaque direction sur le carré de 20x20 cellules l'entourant et attribue en conséquence un indice de correction de 0 (pour une production nulle) à 1 (pour une production locale maximale).

Ainsi :

$$P_c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{Si} \cdot S_{fi})$$

Afin de tenir compte la contribution différente de chaque lithologie à cette production (en fonction de leur contenu en quartz), cette production est pondérée par la fraction de quartz de chaque lithologie (Carretier et al., 2015b). La production pondérée P_w vaut finalement :

$$P_w = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i \cdot \chi_i)}{\sum_{i=1}^n (\chi_i)}$$

où χ_i est la contribution en quartz de la cellule (de 0 à 1). Cette production pondérée est utilisée pour dériver un taux d'érosion moyen pour le bassin versant (Equation 3).

Application de cette méthode aux bassins versants montagneux du nord des Pyrénées

Dans le cas des bassins versants étudiés dans le nord des Pyrénées (cf. Chapitre suivant), tenir compte de la lithologie dans le calcul de l'érosion moyenne du bassin versant n'a pas changé significativement le résultat obtenu (3 à 4 % de différence entre le taux de production pondéré et non-pondéré). Ce résultat pourrait être dû à la répartition des lithologies dans les bassins versants. L'essentiel de la surface des bassins versants montagneux de l'Adour, la Neste et la Garonne est représenté par les couvertures méta-sédimentaires paléozoïque et mésozoïque. Les lithologies y sont variables (marnes, calcaires, pélites, grès, argiles)

Les massifs granitiques, dont la contribution en quartz est importante, sont situés majoritairement dans les zones de plus haute altitude des bassins (Néouvielle, Bordères-Louron, Maladetta, Arties), la production théorique de surface est plus forte dans ces zones que dans les vallées et n'est que peu atténuée par la pondération liée à la lithologie.

Chapitre 1 :
Érosion du bassin versant
et construction
du méga-cône alluvial

Chapitre 1 : Érosion du bassin versant et construction du méga-cône alluvial

Introduction

Les méga-cônes fluviaux sont des objets géomorphologiques dont la construction a souvent été reliée dans différents contextes géodynamiques à un changement externe majeur, climatique et/ou tectonique (Bull, 1977; Dühnforth et al., 2008; Fontana et al., 2014; Harvey, 2002; Plink-Björklund, 2015; Poisson and Avouac, 2004; Vassallo et al., 2007; Viseras et al., 2003).

Si l'activité d'un orogène (croissance, surrection) doit permettre la mise à l'érosion d'une grande quantité de matériel alimentant un dépôt de piémont aussi important, comment expliquer la construction d'un tel édifice à une période où l'activité de la chaîne est quasiment terminée, comme il semble être le cas dans les Pyrénées ?

Dans cette partie, j'étudie la phase de construction du méga-cône fluvial de Lannemezan pour apporter de nouveaux éléments de compréhension concernant les moteurs de l'évolution du paysage post-orogénique du Nord des Pyrénées.

Résumé

L'organisation spatiale de l'érosion et des dépôts sédimentaire d'une chaîne de montagne à un stade tardi-orogénique est contrôlée par le changement de contraintes tectoniques mais peut également résulter d'autres modifications de conditions externes (ex. climatiques), ou encore découler des processus autogéniques du réseau de drainage.

L'objectif de cette étude est de mettre en évidence le rôle respectif de ces différents contrôles sur l'évolution tardi-orogénique de la zone centrale du nord des Pyrénées et de son piémont. Au Miocène-Pliocène, le méga-cône alluvial de Lannemezan est construit par l'accumulation des produits d'érosion de cette partie de la chaîne, sans doute érodés et transportés vers le piémont par la Neste. Nous utilisons la thermochronologie basse-température (traces de fission sur apatites d'échantillons de socle et détritiques) et l'analyse pétrographique pour comprendre ce qui gouverne le transfert des masses sédimentaires de la chaîne vers le méga-cône à cette époque.

Les données de traces de fission sur apatites (AFT) sont cohérentes avec l'histoire d'exhumation connue dans cette région de la chaîne. La phase majeure de structuration de la chaîne et d'exhumation de la Zone Axiale (ZA), d'origine tectonique, est Eocène (50-30 Ma). Cette phase n'est cependant pas homogène sur tout l'orogène : l'est (Ariège) est exhumé continument alors qu'à l'ouest, l'exhumation de la ZA (massifs de Maldetta, Marimaña), déjà rapide entre ~50 et 40 Ma, accélère entre 40 et ~30 Ma. La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) reste peu exhumée à cette période et est même recouverte par des dépôts sédimentaires peu épais (~1,5 km) à partir de 30 Ma avant d'être ré-excavée à partir de ~20 Ma. Une phase tardive (postérieure à 20 Ma) d'exhumation est enregistrée

à l'ouest seulement (Pic du Midi de Bigorre, et à Néouvielle par d'autres auteurs), dans une zone limitée à l'est par la vallée de la Neste.

L'analyse pétrographique et les taux d'exhumation obtenus à partir des données AFT montrent que le matériel du méga-cône de Lannemezan provient principalement des domaines méta-sédimentaires Paléozoïques et Mésozoïques de la ZA et de la ZNP. La fraction peu importante de matériel de socle dans les sédiments du cône (moins importante que dans les sables des rivières actuelles) pourrait suggérer que (i) les massifs granitiques ne sont exposés à l'érosion que tardivement (mais c'est incohérent avec la présence de matériaux granitiques dans les dépôts du piémont sud dès l'Eocène), ou bien (ii) que la ligne de partage des eaux entre les bassins d'avant-pays nord et sud a migré vers le sud au cours du Miocène. Cette fraction granitique n'est en tout cas jamais nulle et la cause de son augmentation dans les sables actuels reste à discuter (une comparaison avec les dépôts du bassin sud-pyrénéen datés de la même époque pourrait apporter des informations supplémentaires).

Nous avons calculé le volume de sédiment déposé dans le méga-cône de Lannemezan. En considérant les vitesses d'exhumation long-terme estimées grâce aux AFT, on peut estimer qu'un bassin versant de taille comparable à celle du bassin actuel de la Neste est suffisant pour produire le matériel déposé dans le cône. Il semble même qu'une certaine proportion du matériel érodé n'a pas été stockée dans le méga-cône mais plutôt transporté vers le bassin marin (*bypass*) ce qui suggère que le méga-cône n'est pas un enregistrement complet de l'érosion de la chaîne.

Late-Paleogene to Neogene dynamics of the sediment routing system in the north-western Pyrenees and foreland

Margaux Mouchéné ^{a,b}, Frédéric Mouthereau ^c, Peter van der Beek ^{a,b}, Eduardo

Garzanti ^d, Alberto Resentini ^d, Mara Limonta ^d, Matthias Bernet ^{a,b}, Mélanie Balvay^b

^a Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.

^b CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

^c GET, Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 14 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

^d Laboratorio di Petrografia del Sedimentario, Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università di Milano-Bicocca, 20126 Milano, Italy

Abstract

Mass redistribution in the sediment routing system of a decaying orogen may evidence the changing tectonic regime but also the influence of other external (e.g. climate) and internal (e.g. autogenic processes of the drainage network) factors. In the northern Pyrenees and their foreland, the building of the Miocene-to-Pliocene Lannemezan megafan and the exhumation of the range are investigated to decipher the respective roles of these driving mechanisms. Detrital and in situ apatite fission-track (AFT) data support previous evidence of a sustained (tectonically-driven) Eocene exhumation phase throughout the range. A late (post-20 Ma) exhumation phase is evidenced only in the western Axial Zone. Petrographic analysis and AFT-derived exhumation rates show that erosion of the Paleozoic and Mesozoic metasedimentary cover provided for most of the material forming the megafan from Miocene to Pliocene. Scarce input from the granitic massifs may suggest either (i) late unroofing of these massifs or (ii) a southward migration of the drainage divide. From a comparison of the

total depositional volume of sediments in the megafan with the sediment flux from the mountain range inferred from thermochronology data, we suggest that the present-day Neste catchment, adjacent to the megafan, is more than large enough to have provided for its material. The megafan appears to have been an inefficient trap, as a significant part of the sediment flux from the mountain range bypassed it.

1. Introduction

Late-to post-orogenic landscape evolution of mountain ranges involves large-scale mass redistribution of the mountain-foreland basin system that could reflect deep-seated geodynamic processes in the mantle or the crust, climatic or lithological controls. In theory, the controlling factors of post-orogenic decay can be captured through determination of erosion and sedimentation in the basin (e.g. Tucker and van der Beek, 2012). For this, it is essential to understand the 3-D architecture and temporal evolution of the exhumation pattern at a large scale.

In the foreland, prominent alluvial landforms such as fluvial megafans are valuable recorders of landscape evolution thanks to the key position they hold in the sediment routing system. Their specific dynamics and the large volume of sediment they trap are related to the erosion dynamics in the range and may be the result of distinctive climatic and/or tectonic regimes (e.g. infrequent and intense precipitation, high seasonality, glacial/interglacial cycles, landslides, uplift and subsidence patterns, growth of structurally controlled topography, base-level change; Blair and McPherson, 1994;

Gupta, 1997; Harvey et al., 2005; Horton and DeCelles, 2002; Leier et al., 2005; Whipple and Trayler, 1996).

In the northern Pyrenean foreland, the Lannemezan megafan was built through the Oligocene to Pliocene from the erosional products of the range (Azambre and Crouzel, 1988; Hubschman, 1975; Paris, 1975; Taillefer, 1951). The upper Neste River exits the range at the apex of the megafan and thus probably used to be the feeding stream of the megafan, but its current mountainous watershed is one order of magnitude smaller ($\sim 750 \text{ km}^2$) than the megafan surface ($\sim 10,000 \text{ km}^2$). The megafan is currently abandoned and incised as the Neste River was captured by the Garonne in Quaternary times (Mouchen  et al., submitted). This prominent feature raises questions of the controlling factors on the erosion and sediment transfer from the Pyrenees to its northern foreland at a late- to post-orogenic stage. Spatial and temporal patterns of erosion must be clarified in order to understand the link between landform evolution and external controls (deep-seated processes and/or climate)

Here, we report sediment-petrographic data on the provenance for the Lannemezan megafan deposits, and apatite fission-track data from both the foreland and hinterland region in order to determine sediment routing and long-term exhumation patterns in the north-western Pyrenees at a late- to post-orogenic stage.

2. Geological setting

Structuration of the Pyrenean range mostly consisted in the antiformal stacking of units of the Axial Zone (AZ) towards the south (Figure 1). The major phase of exhumation, recorded everywhere in the AZ encompasses the period from 50 to 30 Ma. Both detrital and *in-situ* thermochronological data show the asymmetric propagation of the deformation with ages younging towards the south in the central Pyrenees (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005). An acceleration of the exhumation in the AZ is reported at about 40-30 Ma (Maladetta and Marimaña massifs; Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Fillon and van der Beek, 2012) to late-orogenic thrust movements in the AZ (Fitzgerald et al., 1999) and/or climatic forcing at the Eocene-Oligocene transition.

The South-Pyrenean Zone (SPZ; Figure 1) formed by southward propagation of thrust sheets detached in the Triassic evaporites since Late Santonian-Campanian times (Bond and McClay, 1995; Filleaudeau et al., 2011; Rahl et al., 2011; Whitchurch et al., 2011). Thrust-sheets propagated southward individualizing piggyback basins in the foreland. Rapid cooling in bedrock thermochronological data in the AZ (around 35 Ma, see above) is coeval with cooling and short lag times recorded in detrital ZFT (Whitchurch et al., 2011) in the south showing increased erosion. It is also correlated with achievement of the continentalization of the Ebro basin (34 Ma; Costa et al., 2010) and a major climatic shift characterized by increased precipitation and decreasing temperatures (Garcia-Castellanos, 2003; Huyghe et al., 2009; Filleaudeau et al., 2011). The increased sediment supply resulted in deposition of a ~1.6 km thick continental conglomerate aggrading onto the SPZ and AZ (Coney et al., 1996; Babault, 2005; Fillon

and van der Beek, 2012). Deformation continued in the south at least until ~25Ma (Sierras Marginales, Orri and Rialp units (Meigs et al., 1996; Beamud et al., 2011).

A late, post-orogenic phase of exhumation is recorded from 20 to ~5Ma by a few *in situ* data in the AZ (Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007) and detrital data in the South Pyrenean Zone (Fillon et al., 2013) and in the south-eastern part of the range (Rushlow et al., 2013). It has been suggested that the re-connexion of the Ebro Basin to the Mediterranean could have triggered the excavation of paleovalleys filled by the Oligo-Miocene conglomerates and be responsible for these young ages (e.g. Coney et al., 1996 Garcia-Castellanos, 2003; Fillon and van der Beek, 2012; Fillon et al., 2013).

The retrowedge of the orogen encompasses the North Pyrenean Zone (NPZ), composed of Paleozoic crystalline basement and Mesozoic sedimentary cover, and the sub-Pyrenean domain, a fold-and-thrust belt involving Mesozoic to Paleogene units and separated from the NPZ by the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT; Figure 1, Figure 2). The retrowedge results from the inversion of the extended domain since the Late Cretaceous, as suggested by the first foreland sediments (88-83 Ma; Déramond et al 1993). Since early Paleocene times, the NPFT has been sealed in the east (Foix; Desegaulx et al., 1990)) and continental and (Ypresian) marine sediments are deposited over the Late Cretaceous flysch basin. Frontal accretion is believed to have ceased in the north Pyrenees at ~30 Ma (Mouthereau et al., 2014). As subsidence progressively migrated towards the north, Eocene to Mio-Pliocene continental deposits filled the retroforeland Aquitaine basin.

Thermochronological data and modelling suggest steady and rapid exhumation from ~50 to 35-30 Ma in the northern Pyrenees (Vacherat et al., 2014; Vacherat et al., in revision). This phase was followed by limited burial at ~30-20 Ma (<1 km in the Garonne-Ariège area; (Mouthereau et al., 2014) showing that the NPZ was laying relatively low and being covered by the erosional products of the exhumed AZ.

The Lannemezan megafan was built in Miocene to Pliocene times from the erosional products of the range, consisting of pebble-bearing clayey and sandy molasse alternating with calcareous layers (Crouzel, 1957). The Pliocene to Quaternary deposits that form the surface of the fan show a more torrential facies (Crouzel, 1957). The megafan was most probably fed by the Neste River, but this river now bends sharply to the east as it flows out of the range to meet the Garonne River a few kilometres downstream. The abandonment and onset of incision was dated by Mouchéné *et al.* (submitted) at ~300 ka.

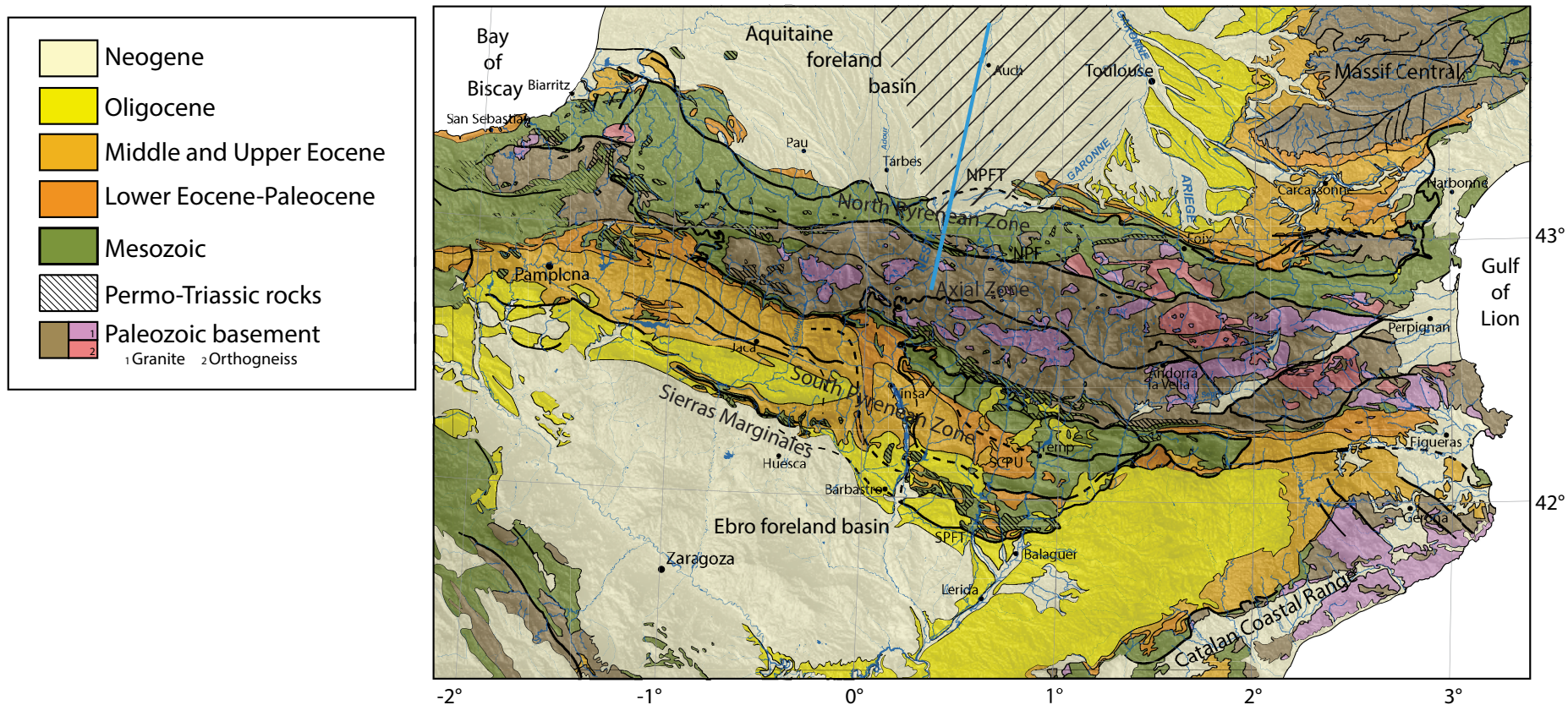


Figure 1 Main geological units of the Pyrenean area. NPFT – North Pyrenean Frontal Thrust; NPF – North Pyrenean Fault; SCPU – South Central Pyrenean Unit; SPFT – South Pyrenean Frontal Thrust; hatched area corresponds to the Lannemezan megafan; thick blue line shows position of cross-section presented in Figure 2. Modified after Mouthereau et al., 2014.

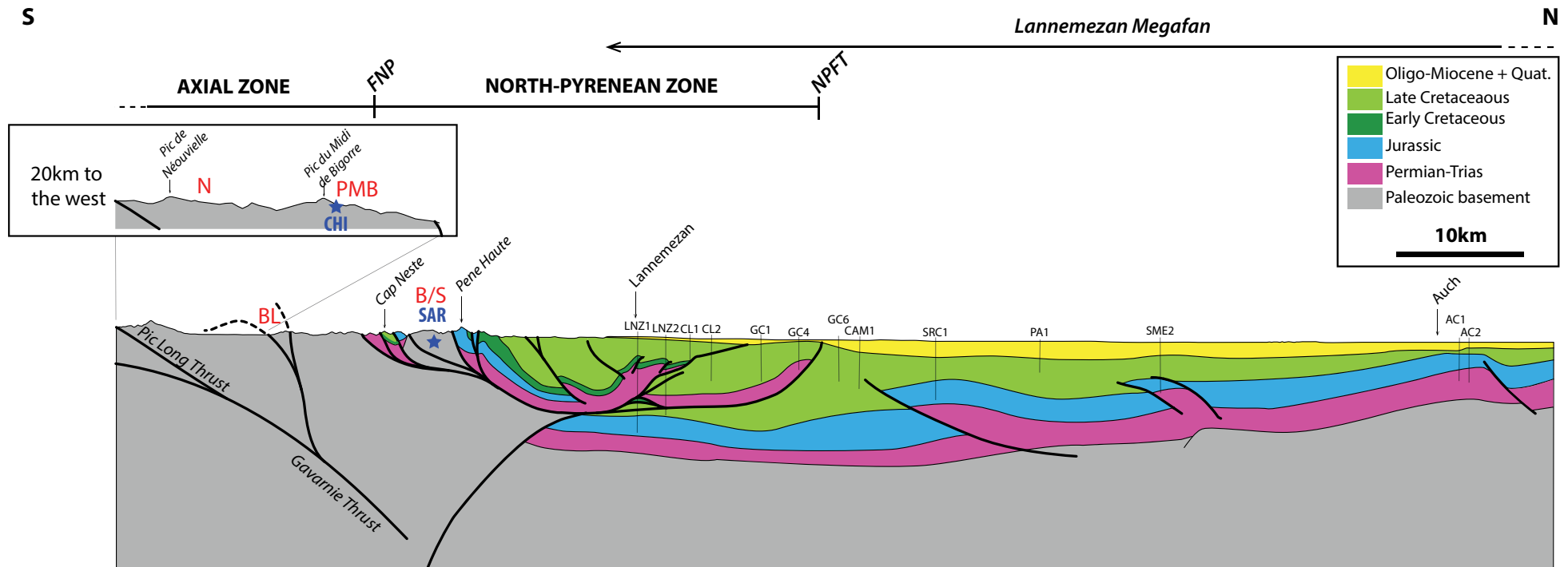


Figure 2 Schematic cross-section along the Neste valley and Lannemezan megafan (see Figure 1 for position) from interpretation of seismic line R6 and borehole data (BRGM). Inset: cross-section in the Néouvielle-Pic du Midi de Bigorre area, 20 km to the west, showing that these massifs belong to the same unit, thrust above the Pic Long Thrust. Crystalline basement massifs: N - Néouvielle; PMB - Pic du Midi de Bigorre; BL - Bordères-Louron; B/S - Barousse Sarrancolin. CHI - position of vertical profile sampling in Pic du Midi de Bigorre; SAR - position of sample SAR of the Barousse massif.

3. Sampling and methods

3.1. Sampling strategy

- *Sampling of the sink: sedimentary deposits for detrital apatite fission-track (AFT) and provenance analyses*

We sampled the Oligocene to Pliocene deposits of the Lannemezan megafan and northern Pyrenean foothills for detrital AFT analysis and petrographic characterization (Figure 3; Table 2 Table 3). However, AFT analysis proved possible only on one sample (PAM) due to the poor apatite content of the other samples. All samples are homogeneous clayey and sandy pebble-bearing silts, except for the Pamiers site (PAM), which is conglomeratic with a sandy and clayey matrix. To better constrain the depositional ages of these sediments, we sampled seven sites where the deposits were dated by pollen data (J.P. Suc, pers. comm.) and which spanned the entire depositional timespan (Rupelian to Zanclean; Table 1).

Sand samples taken in the active riverbeds of the Adour, Neste and Garonne rivers, at the outlets of their mountainous catchments, were also treated for detrital AFT (but the Neste sample did not provide sufficient apatite) and petrographic analyses (Figure 3).

- *Sampling of the source: bedrock granite massifs of the Pyrenean range*

The location of the nine sites sampled for bedrock AFT dating was chosen to recover the exhumation history of the different granite massifs in the source region of

the foreland deposits, complementing previous studies (Yelland, 1991; 1990; Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007; Vacherat et al., in revision). We sampled the Palaeozoic granite of the Barousse massif, in the NPZ, immediately south of the Lannemezan megafan, at two sites: (i) at its western extremity, to the north of the village of Sarrancolin along the Neste valley (sample SAR1), and (ii) near its eastern extremity, in the Garonne watershed, on the north flank of the Montagne du Hourmigué (sample HOU1). In the middle Ariège reaches, we sampled a migmatite from the Saint-Barthélémy massif (sample BRT1). We also sampled a breccia containing micro-granitic elements in an evaporitic matrix, thrust in the North Pyrenean Frontal Thrust, in the northern foothills (sample BET1).

Altitudinal sampling profiles can provide constraints on exhumation rates and have been successfully applied in the Pyrenees (e.g. Fitzgerald et al., 1999). The Pic du Midi de Bigorre profile (samples CHI1 to 6) corresponds to a steep, 900-m elevation profile. We sampled the leucocratic granites of the dome's core (samples CHI2, 3 and 4) and their surrounding migmatites (sample CHI6). This massif belongs to the same structural unit as the Néouvielle massif to the south (Figure 2).

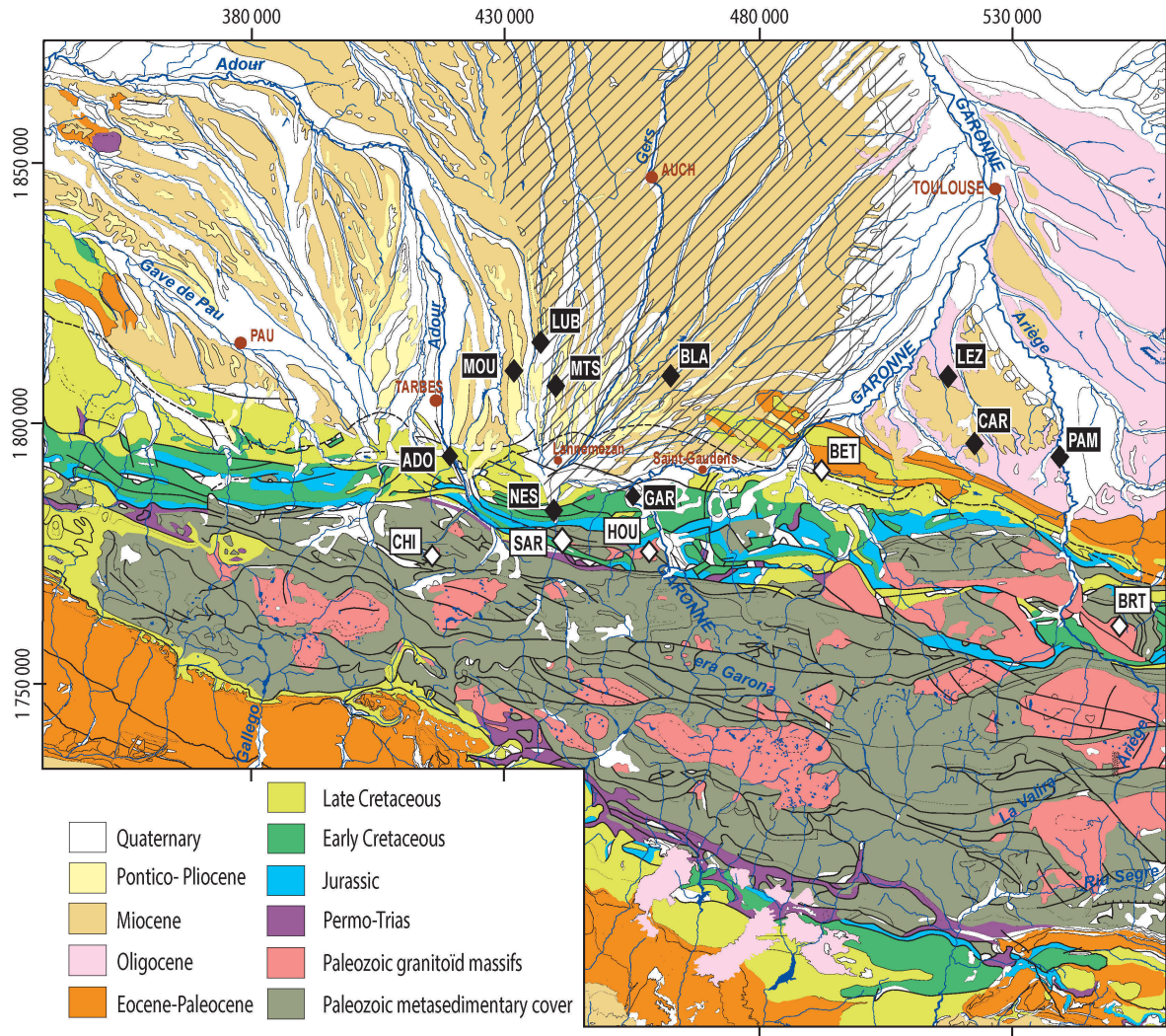


Figure 3 Location of the sampling sites in the northern Pyrenees and foreland (black diamonds – detrital samples; white diamonds – bedrock samples). Modified from Carte géologique des Pyrénées 1:400 000, BRGM; coordinate system is Lambert 2 cartographic NTF)

Table 1 Sampling locations in the northern central Pyrenees and northern foreland. Depositional age is given for detrital samples as constrained by pollen analysis (J.P. Suc, pers. comm.). Bedrock samples were treated for apatite fission track analysis (AFT); detrital samples were treated for AFT and petrographical analysis (PETRO). * Samples that did not provide sufficient/satisfying material for AFT.

ID	Location	Latitude	Longitude	Elevation m asl	Depositional age		PERFORMED ANALYSIS
						Ma	
CHI2	Pic du Midi de Bigorre vertical profile	42.95028	0.09028	1420	-	-	AFT
CHI3		42.94333	0.08555	1669	-	-	AFT
CHI4		42.94083	0.08528	1838	-	-	AFT
CHI6		42.96056	0.08722	1082	-	-	AFT
SAR1	Barousse massif	42.98188	0.37529	626	-	-	AFT
HOU1		42.95666	0.59489	677	-	-	AFT
BRT1	St-Barthélémy massif	42.83908	1.74370	1581	-	-	AFT
BET1	Bechat, on NPFT	43.09632	1.02779	321	-	-	AFT
ADO	Adour basin outlet	43.10460	0.12806	473	<i>Recent</i>	-	AFT + PETRO
GAR	Garonne basin outlet	43.04838	0.56140	427	<i>Recent</i>	-	AFT + PETRO
NES	Neste basin outlet	43.05580	0.38567	531	<i>Recent</i>	-	(AFT)* + PETRO
BLA	Blajan	43.26389	0.66493	336	Messinian-Zanclean	3.60 - 7.25	(AFT)* + PETRO
MTS	Montastruc	43.20935	0.34825	375	Tortonian inf.	7.25 - 9.4	(AFT)* + PETRO
LUB	Luby-Betmont	43.29810	0.28155	327	Serravalian	11.63 - 13.82	(AFT)* + PETRO
MOU	Moulédous-Goudon	43.23840	0.23394	246	Langhian	13.82 - 15.97	(AFT)* + PETRO
CAR	Carla-Bayle	43.14859	1.38853	332	Burdigalian	15.97 - 20.4	(AFT)* + PETRO
LEZ	Lézat-sur-Lèze	43.27319	1.33775	191	Chattian-Aquitanian	20.4 - 28.1	(AFT)* + PETRO
PAM	Pamiers	43.13472	1.59003	327	Rupelian	28.1 - 33.9	AFT + PETRO

3.2. Provenance: petrographical analysis and heavy-mineral characterization

Petrographical analysis (Table 2) and heavy mineral characterization (Table 3) was performed on the seven samples from Oligocene to Pliocene deposits of the Lannemezan megafan and northern Pyrenean foothills, as well as on the three modern sands from the Adour, Neste and Garonne rivers, at the sedimentary petrography laboratory of Università Milano-Bicocca (Italy). Results are given in Tables 2 and 3.

- *Petrography*

A split aliquot of each sample was impregnated with araldite, cut into standard thin sections, stained with alizarine red to distinguish dolomite and calcite, and analysed by counting 400 points under the petrographic microscope (Gazzi-Dickinson method; (Ingersoll et al., 1984). Sands were classified according to their main components (Figure 4; Q = quartz; F = feldspars; L = lithic fragments).

Full quantitative information was collected on coarse-grained rock fragments, and metamorphic types were classified according to protolith composition and metamorphic rank. The average rank of rock fragments in each sample was expressed by the Metamorphic Indices MI and MI*, which estimate the metamorphic grade of the source rock (Garzanti and Vezzoli, 2003). These indices vary respectively from 0 (in detritus shed by exclusively sedimentary and volcanic cover rocks) or from 100 (in very-low-rank detritus shed by exclusively very low-grade metamorphic rocks) to 500 (in very-high-rank detritus shed by exclusively high-grade basement rocks). Very low- to low-rank metamorphic lithics, for which the protolith could still be inferred, were subdivided into metasedimentary (Lms) and metavolcanic (Lmv) categories. Medium- to high-rank metamorphic lithics were subdivided into felsic (metapelite, metapsammite and metafelsite; Lmf) and mafic (metabasite; Lmb) categories.

- *Heavy minerals*

Although bulk-sample analyses represent the only correct option to accurately estimating percentages of detrital minerals, the presence of detrital grains with great size differences in relatively poorly sorted alluvial-fan sediments makes mounting and identification difficult (Mange and Mauer, 1992). Practical reasons thus exist to set lower and upper size limits to the analysed size-window, which should be large enough to include most of the detrital population and thus obtain a faithful characterization of the heavy-mineral suite (Garzanti et al., 2009). For analysis we thus eliminated the clay-rich finest tail of all samples ($< 15 \mu\text{m}$). From a split aliquot of this $\geq 5 \phi$ -wide size-window separated by wet sieving, the dense fraction was separated by centrifuging in sodium polytungstate (density $\sim 2.90 \text{ g/cm}^3$) and recovered by partial freezing with liquid nitrogen. From each sample, about 200 transparent detrital minerals were analysed in grain mounts under the petrographic microscope by the point-counting method in order to obtain correct volume percentages of each detrital mineral (Galehouse, 1971).

The ZTR index (sum of zircon, tourmaline and rutile over total transparent heavy minerals; Hubert, 1962) defines the mineralogical stability of the detrital assemblage. The Hornblende Colour Index (HCI) and Metasedimentary Minerals Index (MMI; Andò et al., 2014) were used to estimate the average metamorphic grade of meta-igneous and meta-sedimentary source rocks, respectively. They vary from 0 in detritus from greenschist-facies to lowermost amphibolite-facies rocks yielding exclusively blue/green amphibole and chloritoid, to 100 in detritus from granulite-facies rocks yielding exclusively brown hornblende and sillimanite. The Sillimanite Index, defined as

the ratio between prismatic sillimanite and total (prismatic and fibrolitic) sillimanite grains, varies from 0 in detritus from upper amphibolite-facies metasediments to 100 in detritus from granulite-facies metasediments. Heavy-mineral concentration was calculated as the volume percentage of total (HMC) and transparent (tHMC) heavy minerals (Garzanti and Andò, 2007). Heavy-mineral suites range from “extremely poor” ($\text{HMC} < 0.1\%$) and “very poor” ($0.1\% \leq \text{HMC} < 0.5\%$) to “moderately poor” ($1\% \leq \text{HMC} < 2\%$) and “moderately rich” ($2\% \leq \text{HMC} < 5\%$).

3.3. Apatite fission-track (AFT) analysis

Samples were prepared and analysed at the ISTerre fission-track facility, in Grenoble (France), following standard AFT preparation procedure as described by Donelick *et al.* (2005). Apatite grains were concentrated by heavy-liquid and magnetic separation, and handpicking before mounting in epoxy and polishing until internal grain surfaces were exposed. All samples were irradiated in a single batch at the FRMII reactor in Munich (Germany). Fission tracks were counted on 10-20 grains of each *in-situ* sample and on 44-100 grains of each detrital sample. Estimations of ages and uncertainties for individual grains are obtained using BinomFit software (based on Brandon, 1996; Galbraith and Green, 1990). In case of non-reset detrital samples, showing multiple source rocks with different cooling ages or varying exhumation rates, we have decomposed grain age distributions using the kernel distribution estimation (KDE) peak-fitting method (Vermeesch, 2012; 2009).

Erosion rates are derived from low-temperature thermochronology based on cooling ages and age-elevation relationships. For these estimations, we choose to use a relatively large range of palaeogeothermal gradients, from 20 to 30°C km⁻¹ in order to take into account possible local differences in exhumation rates. Catchment-wide averaged long-term erosion rates are obtained from detrital AFT samples: we converted each single-grain age to long-term erosion rate assuming 1D, steady-state exhumation (Brandon et al., 1998; Reiners and Brandon, 2006) and reported the average value for each sample (Bermudez et al., 2013). The long-term exhumation rates recorded by this method are averaged over the time scale of the lag time immediately preceding deposition.

4. Results

4.1. Provenance: petrography and heavy-minerals analyses

The results from the petrographic and heavy-mineral analyses are given in Table 2 and Table 3 respectively. Four groups can be distinguished among the ten analysed samples according to their petrographic composition and heavy-minerals content.

- *Modern rivers (ADO, NES, GAR)*

The composition of the three modern river samples, although ranging from feldspatho-litho-quartzose (Adour) to quartzo-lithic (Neste) and feldspatho-quartzo-lithic (Garonne), is overall similarly low-rank metasedimentoclastic, with a high plagioclase/feldspar ratio and few quartz and carbonate grains (Figure 4). All three

samples yielded rather homogeneous, moderately rich, epidote-dominated suites with common amphibole and garnet, plus minor clinopyroxene, metasedimentary (andalusite, sillimanite, staurolite) and stable minerals (tourmaline, rutile, zircon; Figure 5). Corundum, chloritoid, titanite and apatite are occasionally recorded.

- *Montastruc (MTS) and Carla-Bayle (CAR)*

These samples are characterized by common to dominant limestone rock fragments, although the Montastruc sample is quartzo-lithic carbonaticlastic, whereas the Carla-Bayle sample is litho-quartzose carbonaticlastic. They yielded extremely poor heavy-mineral suites. The Carla-Bayle sample is dominated by stable minerals (tourmaline, zircon, rutile), with minor garnet, titanite, epidote, apatite, and rare staurolite and kyanite. The Montastruc sample contains tourmaline, amphiboles, apatite, garnet, Ti oxides and zircon.

Table 2 Petrographic analysis. GSZ = grain size; Q= quartz; F= feldspars (KF= K-feldspar; P= plagioclase); L= aphanitic lithic grains (Lv= volcanic and subvolcanic; Ls= sedimentary; Lcc= limestone; Lcd= dolostone; Lp= shale/siltstone; Lch= chert; Lm= metamorphic; Lms= low-rank metasedimentary; Lmv= low-rank metavolcanic; Lmf= medium-rank and high-rank felsic metamorphic; Lmb= medium-rank and high-rank metabasite; Lu= ultramafic); bt= biotite; HM= heavy minerals. MI* and MI= Metamorphic Indices (Garzanti and Vezzoli, 2003).

ID	Deposition age	% total																%QFL			P/F	bt/ mica	%L			MI*	MI
		GSZ	Q	KF	P	Lv	Lcc	Lcd	Lp	Lch	Lms	Lmv	Lmf	Lmb	Lu	Mica	HM	Q	F	L			Lm	Lv	Ls		
ADO	<i>Recent</i>	230	38	2	11	0	4	0.6	2	0	20	0.5	8	2	0	5	7	44	15	41	82	50%	83	0	17	219	205
NES	<i>Recent</i>	230	23	3	5	0	5	0	3	0	45	1	8	2	0	2	3	23	8	67	62	83%	87	0	13	182	173
GAR	<i>Recent</i>	230	34	2	11	0	0	0.8	0.3	0	25	0.5	15	0.8	0	3	7	38	14	48	85	30%	97	0	3	229	227
BLA	Messinian to Zanclean	200	59	6	6	0	0	0	2	0	11	0	3	0	0	8	5	67	15	18	50	11%	88	0	13	163	128
MTS	Early Tortonian	140	18	0.8	0	0	51	0	8	0	21	0	0.8	0	0	0.6	0	18	1	81	n.d.	0%	27	0	73	137	95
LUB	Serravalian	265	71	0.3	0.5	0	1	0	8	0.5	15	0.3	0	1	0	0.3	3	73	1	26	n.d.	0%	63	0	37	128	84
MOU	Langhian	270	84	1	0.3	0	0.3	0	5	0.9	6	0	0	0	0	0	1	85	2	13	17	n.d.	50	0	50	114	61
CAR	Burdigalian	260	64	3	3	0	25	0	2	0	3	0	0.3	0	0	0	0	64	6	30	50	n.d.	12	0	88	142	87
LEZ	Chattian to Aquitanian	230	82	6	5	0	0	0	0	0	0.8	0	0.5	0.5	0	1	3	86	12	2	44	0%	100	0	0	193	142
PAM	Rupelian	190	57	15	8	0	0	0	0	0	3	0.3	6	0	0	7	4	64	25	10	33	29%	100	0	0	263	263

Table 3 Heavy minerals analysis. n°tHM= number of counted transparent heavy minerals; HMC and tHMC= heavy-mineral and transparent-heavy mineral concentration indices (in weight%); proportion of each type of mineral; ZTR = Zircon Tourmaline Rutile index (sum of zircon, tourmaline and rutile over total transparent heavy minerals); HCI = Hornblende Colour Index and MMI = Metasedimentary Minerals Index(Ando et al., 2014).

ID	% of total																	ZTR	HCI	MMI	% transparent	% opaque	% Fe Oxides	% Ti Oxides	% turbid HM	% rock fragments	% soil/turbid	%chlorite	% biotite	% carbonates	% light fraction			
	n°tHM	HMC%w HM	tHMC%w HM	zircon	tourmaline	rutile	blue anatase	titanite	apatite	epidote group	garnet	chloritoid	staurolite	andalusite	kyanite	sillimanite	amphibole															clinopyroxene	others	
ADO	201	3.5	2.9	1	2	1	0	0.5	0	48	12	0	0	1	0	3	26	3	0.5	4	22	88	33	4	0	2	1	14	39	7	0	0	1	
NES	207	2.7	2.3	1	4	1	0.5	0.5	0	60	9	1	4	4	0	1	11	0.5	2	6	36	48	28	1	2	1	1	20	38	7	1	0	2	
GAR	211	3.3	2.8	1	5	2	0	0.5	0	54	8	0	0.5	1	0	1	21	5	0	8	26	75	36	6	0	0	0	15	36	7	0	0	1	
BLA	203	2.6	2.0	3	13	1	0	1	0	19	61	0	0	0	0	0	0.5	0	0	17	n.d.	n.d.	63	14	2	3	0	3	12	0	0	0	1	
MTS	211	0.2	0.08	9	26	6	7	0.5	17	22	13	0	0	0	0	0	0	0	0	41	n.d.	n.d.	26	2	1	22	0	13	16	2	2	0	1	7
LUB	205	3.4	2.8	0	0.5	0	0	1	0.5	77	21	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	n.d.	n.d.	54	1	1	9	0	8	27	0	0	0	0	
MOU	206	3.3	0.5	22	41	7	0	0	7	19	1	0	0.5	1	0	1	0	0	0	70	n.d.	67	15	0	81	3	0	0	1	0	0	0	0	
CAR	202	0.3	0.09	36	40	12	0	3	2	2	3	0	1	0	1	0	0	0	0	87	n.d.	50	26	22	19	14	0	2	14	1	0	1	1	
LEZ	206	1.5	1.2	9	10	5	1	1	0	29	41	0	0	2	0	0	0.5	0	0.5	25	n.d.	50	69	10	0	6	0	2	12	1	0	0	0	
PAM	206	1.2	1.1	4	14	1	0	1	12	36	15	0	1	16	0	1	0	0	0	18	n.d.	53	64	5	3	0	0	5	20	0	2	1	0	

- *Luby-Betmont (LUB) and Moulédous-Goudon (MOU)*

These two samples are litho-quartzose very-low-rank metasedimentaclastic. The abundance of sandstone and very-low-rank metasandstone rock fragments and the high quartz/feldspar ratio indicate extensive recycling of quartzose siliciclastic rocks (Figure 5). The Moulédous-Goudon sample yielded a very poor heavy-mineral suite, dominated by stable minerals (tourmaline, zircon, rutile, apatite), common epidote and rare andalusite, garnet and sillimanite.

- *Blajan (BLA), Lézat-sur-Lèze (LEZ) and Pamiers (PAM)*

These three samples, although ranging from feldspatho-litho-quartzose (BLA) to feldspatho-quartzose (LEZ) and litho-feldspatho-quartzose (PAM), have similar composition, characterized by abundant quartz, feldspars and micas. The BLA and LEZ samples yielded moderately poor heavy-mineral assemblages (tHMC 1.6 ± 0.6) with abundant garnet associated with epidote and stable minerals (tourmaline, zircon, rutile; ZTR 21 ± 5) and rare titanite and andalusite. The Pamiers (PAM) sample yielded a moderately poor heavy-mineral suite (tHMC 1.1) with epidote, andalusite, garnet, tourmaline, apatite, zircon and minor rutile, titanite, staurolite and sillimanite (ZTR 18; Figure 5).

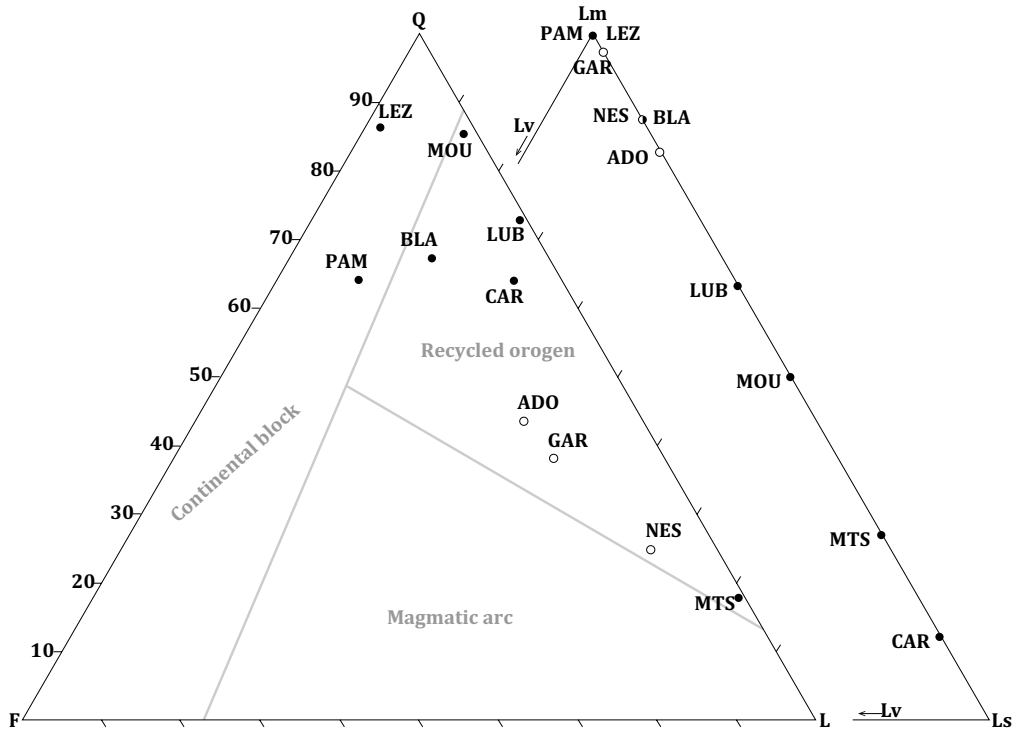


Figure 4 QFL (Quartz Feldspath Lithic) and Lm/Ls/Lv (lithic grains: metamorphic, sedimentary and volcanic/sub-volcanic respectively) display of the detrital sample analyses.

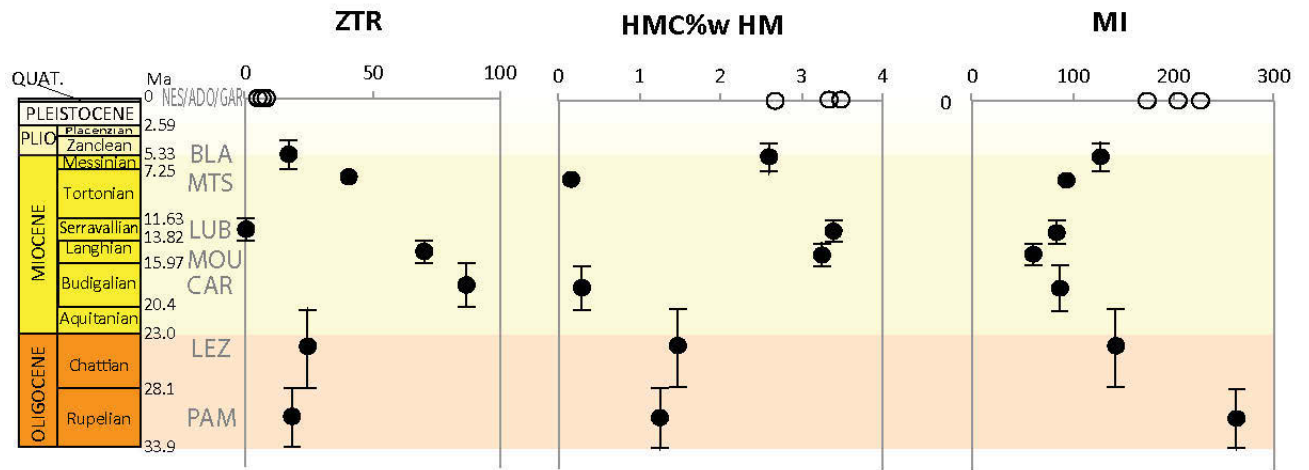


Figure 5 ZTR (Zircon Tourmaline Rutile index), HMC%w HM (heavy mineral concentration in weight percent) and MI (Metamorphic Index) represented as functions of depositional age of the samples.

4.2. Thermochronological analysis: AFT cooling ages

Results for the AFT analyses are given in Table 4 for bedrock samples and for detrital samples.

- *Pic du Midi de Bigorre AFT cooling ages and age-elevation profile*

Out of the six samples collected on the Pic du Midi de Bigorre profile (samples CHI1 to CHI6), only four samples, spanning over nearly 1,000m in elevation, provided sufficient material for AFT analysis.

All four samples show remarkably similar AFT cooling ages, from 15.9 ± 1.0 to 21.9 ± 2.1 Ma without a clear age-elevation trend, suggesting exhumation of the whole section through the system closure temperature in Early to Middle Miocene times (Figure 6).

We attempted to model the thermal path for these samples using QTQt program (Gallagher et al., 2009; Gallagher, 2012) but were unsuccessful, probably due to the lack of constraints on the older part of the thermal history (pre-35 Ma) and relatively poor age-elevation distribution (see Figure A 1).

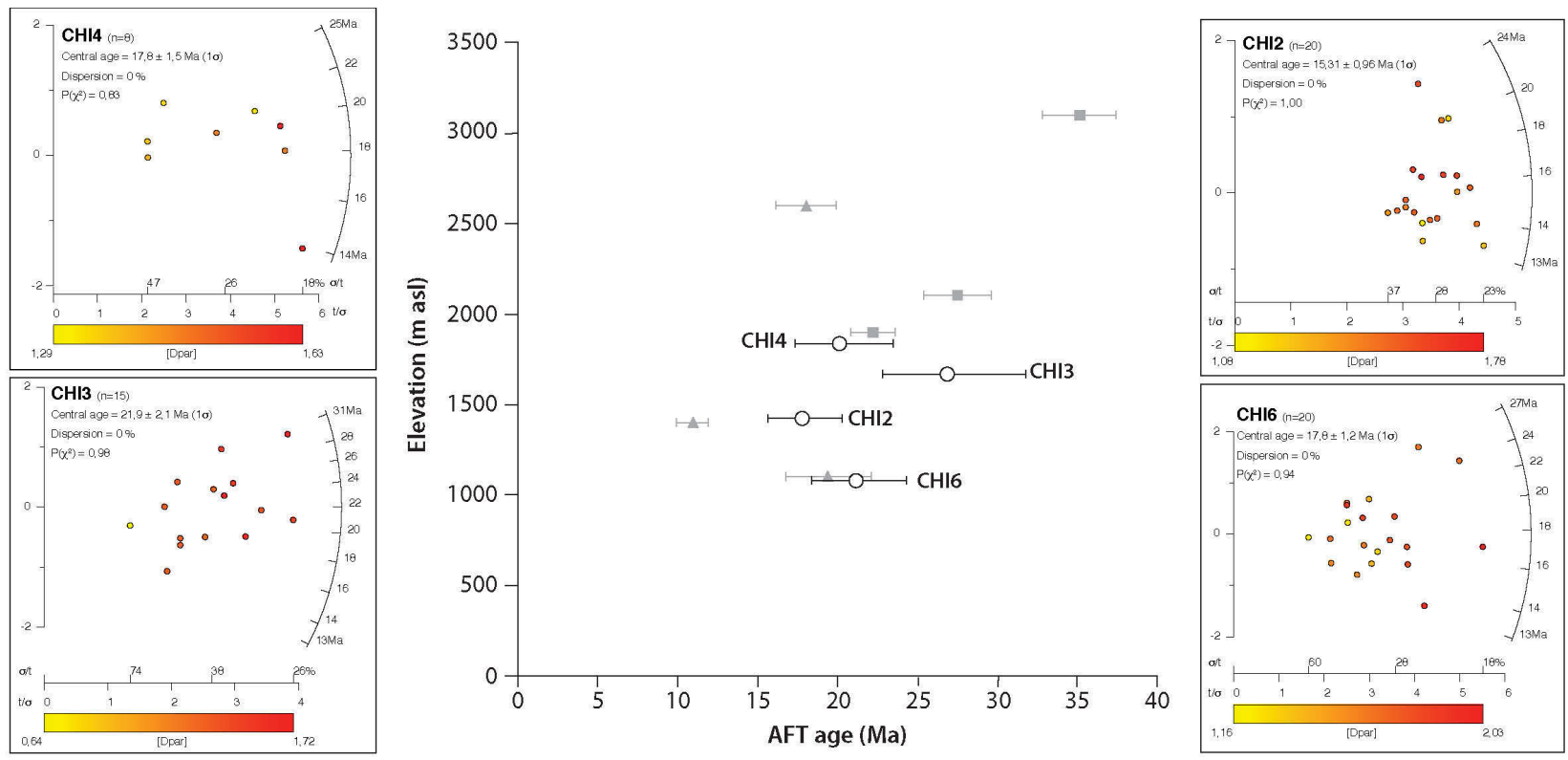


Figure 6 AFT cooling age versus elevation and radial plots for the .Pic du Midi de Bigorre samples. AFT cooling ages of the four samples are similar and are consistent with data from Jolivet *et al.* (2007) in the Néouvielle (squares) and Bielsa (triangles) massifs

- *Other granitic massifs*

Samples SAR1 and HOU1 are from the Sarrancolin-Barousse massif in the lower reaches of the Garonne and Neste basins. They show concordant AFT cooling ages at respectively 35.1 ± 2.3 Ma and 38.0 ± 6.0 Ma. Sample BRT1, from the Saint-Barthélémy massif in the Ariège watershed, shows a similar central age of 36.1 ± 1.7 Ma.

Sample BET1 was sampled along the North Pyrenean Frontal Thrust together with basement sheets and shows an older central AFT cooling age at 52.8 ± 2.7 Ma. It belongs to a formation described by previous authors as a breccia including basement (microgranite) elements in a meta-evaporite matrix (Lagabrielle et al., 2010). It supposedly formed during the Albo-Cenomanian extension in the Triassic evaporites and recorded high-temperature metamorphism. As the foreland deposits are emplaced, this formation may have been reheated during Cretaceous to Paleocene times until it is exhumed at an early Eocene age through thrust activation and/or diapirism. Its evolution is different from that of the other samples and will not be further discussed here.

- *Detrital samples*

Central AFT cooling ages derived from detrital samples taken in the current riverbed of the Adour and Garonne rivers and in the Pamiers deposit of Rupelian age vary from 23 ± 1.1 to 45.2 ± 2.4 Ma (Table 5). All three samples show dispersed single-grain age patterns, as illustrated by $P(\chi^2) < 5\%$ and/or dispersion $> 15\%$; see Table XX).

Three populations can be distinguished in these samples (Figure 7: Table 5)):

- a first peak at around 44-49 Ma, present in both the Garonne and Pamiers samples;
- a second peak at 26 to 31 Ma, represented in all three samples;
- a third, young peak at around 18 Ma, only clearly observed in the Adour sample.

The Pamiers sample (PAM) was taken in a conglomeratic deposit of Rupelian age (33.9-28.1 Ma; JP Suc, pers. comm.). Single grain ages are all older than the deposition age within 95% confidence intervals but partial resetting cannot be excluded.

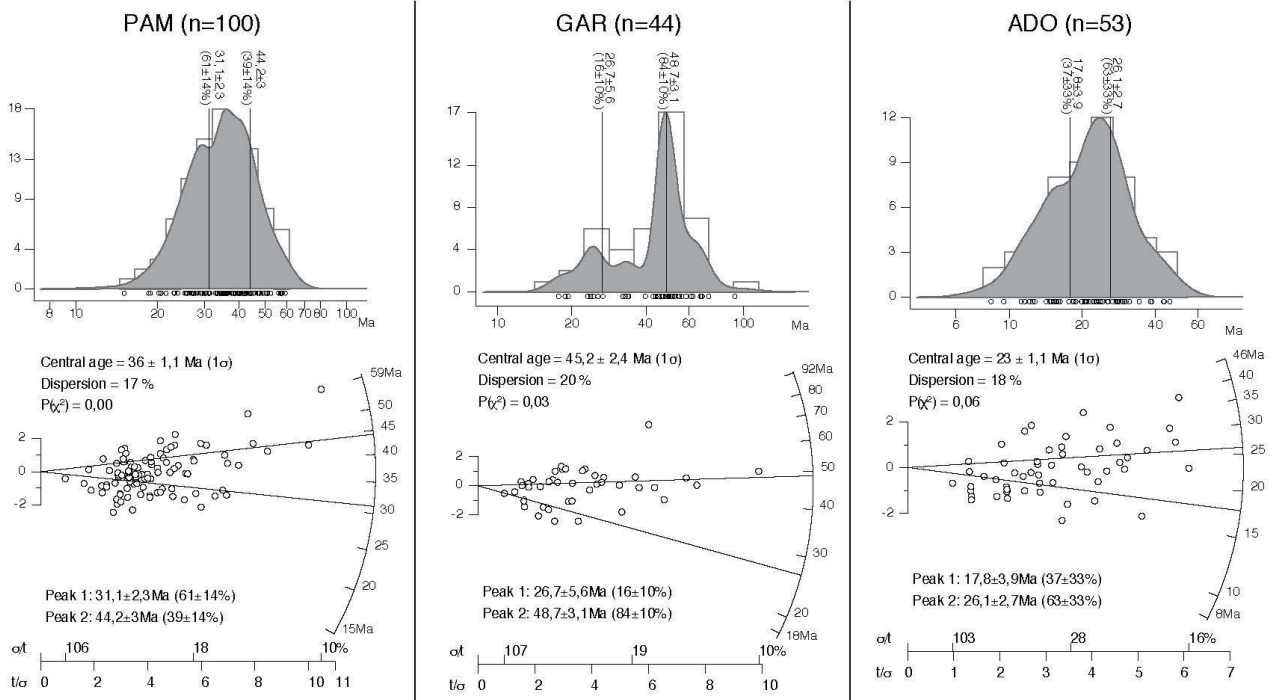


Figure 7 AFT single-grain cooling-age distributions and radial plots showing central and peak ages for the detrital samples (PAM, GAR and ADO).

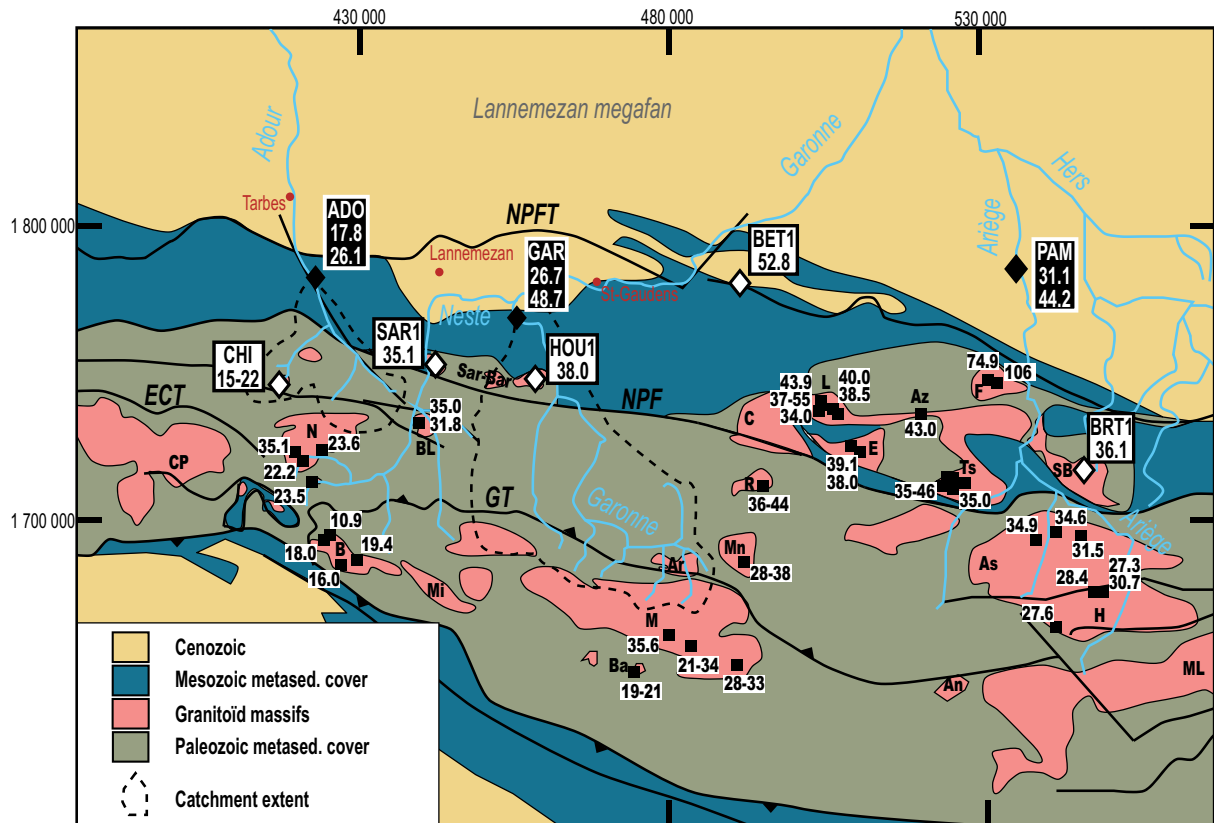


Figure 8 Results of the bedrock (white diamonds, central ages and range of central ages for the vertical profile CHI) and detrital (black diamonds, peak ages) AFT analyses and compilation of AFT ages from previous authors (central ages or range of central ages for vertical profiles; (Yelland, 1991; 1990; Sinclair et al., 2005; Fitzgerald et al., 1999; Morris et al., 1998; Jolivet et al., 2007; Vacherat et al., in revision). Bedrock massifs: An - Andorra; Ar - Arties; As - Aston; Az - Arize; B - Bielsa; Ba - Barruera; BL - Bordères-Louron; C - Castillon; CP - Caunterets-Panticosa; E - Ercé; F - Foix; H - Hospitalet; L - Lacourt; M - Maladeta; Mi - Millares; ML - Mont Louis; Mn - Marimaña; N - Néouvielle; P - Posets; R - Riberot; Sar-Bar - Sarrancolin-Barousse; SB - Saint-Barthélémy; Ts - Trois-Seigneurs;

Table 4 Bedrock samples – AFT analysis: counted grains, spontaneous track density (ρ_s) and number (N_s), dosimeter track density (ρ_d) and number (N_d), induced track density (ρ_i) and number (N_i), central age and associated uncertainty, χ^2 test result and age dispersion.

ID	Location	Elevation	Counted grains	ρ_s	N_s	ρ_d	N_d	ρ_i	N_i	Central age	$P(\chi^2)$	Age dispersion
		m asl		10^5 cm^{-2}	10^6 cm^{-2}	10^6 cm^{-2}	$\pm 1 \sigma$	My	%			
CHI2	Pic du Midi de Bigorre vertical profile	1420	20	4.33	274	1.26	4025	5.43	3433	15.3 ± 1.0	1.00	<1
CHI3		1669	15	5.00	126	1.26	4026	4.41	1110	21.9 ± 2.1	0.98	<1
CHI4		1838	8	5.78	148	1.27	4028	6.27	1606	17.8 ± 1.5	0.83	<1
CHI6		1082	20	3.03	249	1.28	4029	3.33	2729	17.8 ± 1.2	0.94	<1
SAR1	Barousse massif	626	21	4.42	277	1.25	4024	2.39	1499	35.1 ± 2.3	0.84	<1
HOU1		677	12	2.67	49	1.24	4020	1.33	243	38.0 ± 6.0	0.86	<1
BRT1	St-Barthélémy massif	1581	20	8.76	511	1.22	4017	4.49	2622	36.1 ± 1.7	0.85	<1
BET1	Bechat, on NPFT	321	20	9.63	502	1.22	4015	3.38	1762	52.8 ± 2.7	0.89	<1

Table 5 Detrital samples – AFT analysis: counted grains, spontaneous track density (ρ_s) and number (N_s), dosimeter track density (ρ_d) and number (N_d), induced track density (ρ_i) and number (N_i), central age and associated uncertainty, χ^2 test result and age dispersion, identified peak ages and respective grain distribution. Long-term averaged exhumation rates are derived from individual grain cooling age for thermal gradients of 20 and 30°C km⁻¹. For the Pamiers sample, the calculation of exhumation rate refers to the lag time preceding deposition and thus must take into account the depositional age. Oldest and youngest age limits are subtracted to individual grain ages prior to the exhumation rate calculation. Because of the short lag time, some grains had to be removed from the calculation. * Taking into account shortest lag time (oldest depositional age). ** Taking into account longest lag time (youngest depositional age).

ID	Location	Deposition age Ma	Coun. grains	ρ_s 10 ⁵ cm ⁻²	N_s	ρ_d 10 ⁶ cm ⁻²	N_d	ρ_i 10 ⁶ cm ⁻²	N_i	Central age	P(χ^2)	Age disp. %	Peak age 1	Pop. 1	Peak age 2	Pop. 2	Exhumation rates	
										$\pm 1 \sigma$ Ma			($\pm 1\sigma$) Ma	%	($\pm 1\sigma$) Ma	%	For TG= 20°C km ⁻¹ ($\pm 1 \sigma$) km My ⁻¹	For TG= 30°C km ⁻¹ ($\pm 1 \sigma$) km My ⁻¹
ADO	Adour basin outlet	0	53	6.91	713	1.21	4014	5.52	5695	23.0 \pm 1.1	0.06	18	17.8 \pm 3.9	37 \pm 33	26.1 \pm 2.7	63 \pm 33	0.31 \pm 0.27	0.23 \pm 0.20
GAR	Garonne basin outlet	0	44	6.39	869	1.23	4018	2.70	3672	45.2 \pm 2.4	0.03	20	26.7 \pm 5.6	16 \pm 10	48.7 \pm 3.1	84 \pm 10	0.14 \pm 0.06	0.11 \pm 0.05
PAM	Pamiers	33.9 -28.1	100	9.08	2478	1.25	4022	4.69	12803	36.0 \pm 1.1	0.00	17	31.1 \pm 2.3	61 \pm 14	44.2 \pm 3.0	39 \pm 14	0.94 \pm 0.97 *	0.52 \pm 0.53 **

4.3. Long-term exhumation rates

Apatite fission-track single-grain cooling ages from the current riverbed samples (Adour and Garonne) are converted into long-term exhumation rates averaged over the period since cooling below the apatite closure temperature. The catchment-averaged exhumation rate derived from the detrital AFT data from the Garonne river is estimated at $0.11 \pm 0.05 \text{ km My}^{-1}$ and $0.14 \pm 0.06 \text{ km My}^{-1}$ for a geothermal gradient of 30 and 20°C km^{-1} respectively (see Table 5). The Adour sample shows a higher rate at $0.23 \pm 0.20 \text{ km My}^{-1}$ and $0.31 \pm 0.27 \text{ km My}^{-1}$. The difference in exhumation rates between these samples is consistent with the younger exhumation recorded in the western part (Pic du Midi de Bigorre) as compared to the central and eastern parts of the study area (Sarrancolin-Barousse and Maladeta in the Garonne watershed, but more generally all massifs to the east and south of the Neste valley; see Figure 8).

The Pamiers sample was collected from a deposit of Rupelian age (33.9 to 28.1 Ma): the exhumation rate derived from this sample must take this age into account and is averaged over the lag time preceding deposition. This leads to the removal of a number of grains from the calculation (1/4 to 1/2 of the grains, when AFT grain age < deposition age, because of partial reset or large uncertainties). The obtained rates ($0.52 \pm 0.53 \text{ km My}^{-1}$ to $0.94 \pm 0.97 \text{ km My}^{-1}$) are consistent with estimates obtained by thermal modelling of in situ data from the Arize and Trois-Seigneurs massifs (see Figure 8), for which Vacherat *et al.* (*in revision*) estimated exhumation rates of 0.5 to 1.6 km My^{-1} between 50 and 35-33 Ma. Our results complement this study and suggest exhumation of these massifs at a constant rate of about 1 km My^{-1} until $\sim 30 \text{ Ma}$.

5. Discussion

5.1. Late- to post-orogenic exhumation of the range recorded by thermochronological data

We provide new detrital and *in-situ* AFT data that helps deciphering the exhumation history of the range. The peak age at around 44-49 Ma recorded by both the Oligocene Pamiers sample (PAM) and the modern river sample from the Garonne River (GAR) is consistent with the major exhumation phase that affected the entire orogen, as evidenced by a large number of *in-situ* thermochronological ages between ~55-30Ma (Yelland, 1990; Fitzgerald et al., 1999; Morris et al., 1998; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007).

The second peak age observed in all three detrital samples (around 30 Ma) is consistent with bedrock AFT ages observed in the Néouvielle, Maladeta and Marimaña massifs (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007) and in the eastern Ariège massifs (Yelland, 1991; Fitzgerald et al., 1999; Vacherat et al., 2014; in revision). Previous authors suggested different scenarios for this phase, including rapid exhumation in the northern Pyrenees from ~50 Ma to 35-30 Ma (Vacherat et al., 2014; in revision) and/or possible acceleration at 35-32 Ma for the Axial Zone (Maladeta massif; Jolivet et al., 2007; Gibson et al., 2007). The upper Adour watershed includes the Néouvielle massif and the Garonne drains the Maladeta and Marimaña massifs, which may explain the occurrence of this age group in the apatites of ADO and GAR samples, respectively. Sample SAR1 from the Sarrancolin-Barrouse massif probably records the same exhumation phase as revealed by AFT age of ~35 Ma. In the Garonne watershed,

this peak is for instance recorded in the Barousse massif where sample HOU1 has a concordant age (38.0 ± 6.0 Ma). Although we cannot infer the extent of the catchment that provided for the sediments of the Pamiers sample, numerous samples from the Ariège massifs (including sample BRT1) show similar Late Eocene ages and may explain the occurrence of this peak age in the PAM sample.

This phase of exhumation results from a major episode of structuration of the Pyrenees, related to active thrusting, underplating and the antiformal stack formation in the central part of the Pyrenees; the Maladeta massif was being rapidly exhumed at this time (Muñoz, 1992; Fitzgerald et al., 1999; Metcalf et al., 2009). This is also expressed in the short lag time observed in both the northern (e.g. the Pamiers sample) and southern forelands (e.g. Beamud et al., 2011).

The possible partial reset of PAM sample may relate to the burial of the sub-Pyrenean domain and NPZ by late- to post-orogenic sediments, as suggested by recent thermal modelling (see Geological context). This would involve the post-30 Ma burial of the northern Pyrenees under a 1-km thick deposit while the central AZ (Maladeta) was being exhumed and the SPZ was also covered by up to 2 km of sediments (Fillon and van der Beek, 2012). Asymmetric exhumation would have focused on a narrow portion of the orogenic wedge (Maladeta massif) while surrounding massifs at lower elevation recorded subdued exhumation or even burial.

Apatites from the Adour sample contain a young peak age (17.8 ± 3.9 Ma) that is consistent with the exhumation recorded by the Pic du Midi de Bigorre massif, from which they are most probably derived. It is consistent with other data from the western-

central part of the range (Néouvielle, Bielsa; Bosch et al., 2014; Jolivet et al., 2007); C. Fillon, pers. comm.) but does not seem to have affected the other massifs to the east (east of and including Bordères-Louron, Barrouse, Maladeta; Fitzgerald et al., 1999; Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., in revision). Exhumation of the Pic du Midi de Bigorre profile seems to have been rapid between ~ 20 and ~ 15 Ma (steep slope of the age-elevation profile) although we were not able to quantify its rate.

In the northern Pyrenees, published AFT and AHe data, together with our own results, suggest a higher post-orogenic exhumation rate in the west (Néouvielle, Pic du Midi de Bigorre and west of this area, including Bordères-Louron), where it can be roughly estimated at 3-4 km since 20 Ma, than in the east, where it remained lower than 1 km since 30 Ma (Ariège area and eastern Pyrenees, see above and Gunnell et al 2008).

Such a laterally variable pattern of exhumation likely reflects complex interactions between deep-seated processes evolving along-strike (flexural rebound and/or thermal relaxation of the orogen root) and the changes in erosional dynamics caused by the elevation of the original base-level (e.g. Babault et al., 2005) and the subsequent re-excavation pattern between the Ebro and Aquitaine basins.

Long-term catchment-averaged exhumation rates derived from Adour sample (ADO) are significantly higher than that of the Garonne (GAR): this is consistent with more recent exhumation in this part of the range as discussed above (Pic du Midi de Bigorre profile).

5.2. Placing the building of the Lannemezan megafan in the north Pyrenean landscape evolution

- *Source/provenance*

There is no clear spatial or temporal pattern in the composition of the Oligocene to Miocene samples of the foreland deposits, but they are rather clearly distinguishable from the modern river samples (ADO, NES and GAR).

All three modern river samples have similar composition indicating provenance mostly from the Paleozoic axial belt as shown by the common metamorphic rock fragments, occurrence of granitoid rocks fragments, common feldspars and micas, moderately rich transparent heavy mineral assemblages (with epidote, amphibole and garnet) and only minor sedimentary detritus. This is expected as the current watersheds of these rivers down to the sampling points lie dominantly (80-90%) in the Axial Zone (the lower parts of the watersheds being in the NPZ). We cannot rule out a contribution from the Mesozoic high-temperature metamorphic belt (ZIM) of the NPZ but this is not recorded by the heavy mineral content. The Oligo-Miocene Lannemezan samples are different, indicating erosion of the Mesozoic cover and possibly a more local provenance from either carbonate (samples MTS and CAR) and/or siliciclastic (samples LUB and MOU) rocks. The composition of the Montastruc sample (MTS) suggests a contribution from the low-grade metamorphic rocks of the Paleozoic axial belt, although it is far from dominant in this sample. Although the Luby-Betmont sample (LUB) is most similar to heavy-mineral suites in modern river sands (as shown by a moderately rich heavy-mineral suite, dominated by epidote associated with garnet) it is dominantly derived from siliciclastic (quartz-rich) detritus from the frontal foothills. Least dissimilar from

modern river sands are the Blajan (BLA) and Pamiers (PAM) samples, which however do not contain more than 50% Paleozoic axial belt-derived material.

A possible explanation for this discrepancy lies in the differences of the sampled materials. Modern-river sampling targeted the major streams draining the axial belt, whereas the Lannemezan samples were inevitably collected where suitable exposures are available, and therefore largely at random within the body of the fan. Thus, the Oligo-Miocene deposits could be the depositional products of more local, shorter streams reaching into the Paleozoic axial belt in various but systematically lesser degrees than the Garonne, Neste and Adour. However, the building of a megafan is usually considered to be mostly the result of a single, sufficiently large stream. Therefore, this explanation is inconsistent with deposition in a megafan environment.

Alternatively, the megafan deposits may record erosion of the northern foothills and of the axial belt metasedimentary cover, while the basement massifs were only sparsely exhumed to the surface. However, on the southern side of the range, Axial Zone-derived material (including granitic pebbles) is present in sedimentary deposits at least since the middle Eocene (Sierra de Sis and Poble de Segur syn-tectonic conglomerates (Beamud et al., 2003), implying that the crystalline massifs were undeniably exhumed at the time of the Lannemezan megafan formation. The PAM sample, of Oligocene age, also contains a significant amount of material likely derived from the AZ crystalline massifs, as shown by its petrographic content and AFT peak ages, but these sediments are most probably derived from the Ariège area and may thus reflect the earlier unroofing of the Ariège crystalline massifs compared to those further to the west.

If the AZ crystalline massifs were indeed exhumed in Miocene times but only moderately represented in the Lannemezan megafan, this could suggest that its catchment did not reach sufficiently far into the AZ to reach the large crystalline bodies (Maladeta, Néouvielle) and the drainage divide has only recently (post-Miocene) migrated southward to its current position.

Michael *et al.* (2014) used thermochronological data, provenance analysis and volumetric estimations to reconstruct the paleo-drainage of the mid- to late-Eocene Escanilla sediment routing system of the southern flank of the range (Figure 9). For these authors, this massive deposit ($\sim 3,500\text{km}^3$ deposited between 41.6 and 33.9 Ma) was transported into the Ainsa and Jaca basin through the paleo-Sis and Gurb valleys. Their reconstruction suggests that, at that time, the Sis and Gurb watersheds extended to the North into the Axial Zone and North Pyrenean Zone (Figure 9)

Our results suggest that at least in the Early Miocene, the paleo-Neste, providing the Lannemezan deposits, reached into the AZ. This would require that the drainage divide described by Michael *et al.* (2014) migrated to the south during the Oligocene (Figure 9). Such migration of the main drainage divide resembles that observed by Bonnet (2009) in an experimental setup where the divide is expected to migrate towards the drier side of a range subjected to a lateral precipitation gradient. On the other hand, the exhumation of the Axial Zone has been argued by a number of data to happen from $\sim 50\text{-}30$ Ma in relation to antiformal stacking and the post-30 Ma exhumation is expected to have focused in the central AZ while the NPZ and SPZ were at lower elevations (see above). In such a framework, the main drainage divide would be

placed within the AZ and not as far north as suggested by Michael *et al.* (2014); southward migration of the drainage divide from the north of the NPZ to the south of the AZ after the end of this episode is thus unlikely.

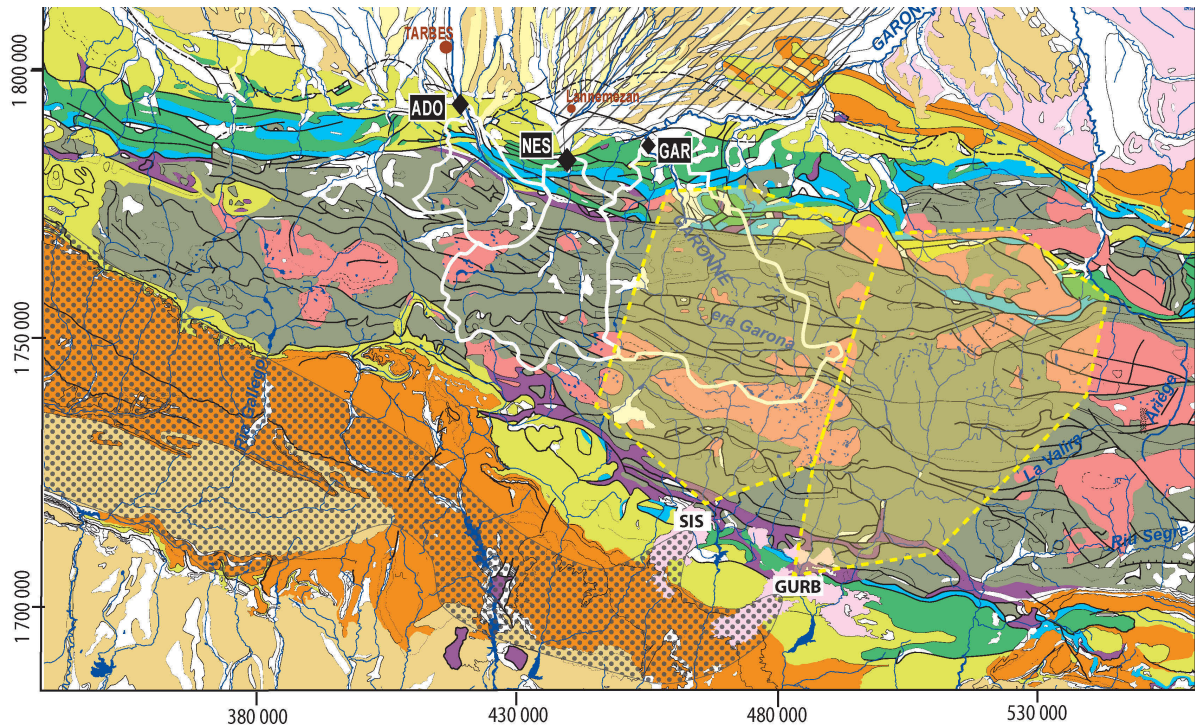


Figure 9. The extent of the Sis and Gurb watersheds (yellow, dash-lined areas) at the time of deposition of the Escanilla formation (dotted area, 41.6-33.9 Ma) as proposed by Michael *et al.* (2014), extend north into the AZ and NPZ. Our analysis of the Oligocene to Pliocene deposits of the northern foreland, including the Lannemezan megafan (hatched), suggests sourcing from the Mesozoic (blue/green area) and Palaeozoic (grey area) metasedimentary covers of the NPZ and AZ and an area for the paleo-Neste watershed smaller or equivalent to that of the current Neste basin (current basins of the Adour, Neste and Garonne are outlined in white) (See figure 1 for legend).

- *Sediment budget and catchment size for the Lannemezan megafan*

The Neste was probably the river providing the material of the megafan before its Quaternary capture. However, general scaling relationships (e.g. Dade and Verdeyen, 2007) suggest that the area covered by a fluvial fan should be about half the size of the contributing catchment area and the Neste catchment/Lannemezan megafan system is thus abnormal when compared to this relationship (Figure 10).

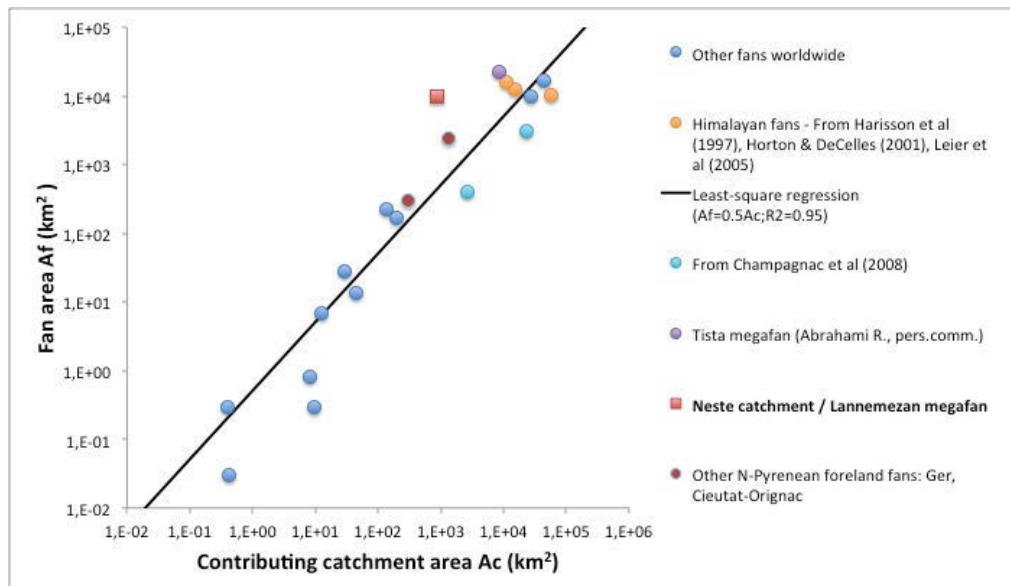


Figure 10 Relationship between fan area and catchment area as described by alluvial fans and megafans in the world, data from Harisson et al. (1997); Horton and DeCelles (2001); Leier et al. (2005); Dade and Verdeyen (2007); Champagnac et al. (2008) and R. Abrahami (perso.comm.). The Neste catchment/Lannemezan megafan system stands out of the general trend ($Fan\ area = \alpha\ Catchment\ area$; with $\alpha = 0.5 \pm 0.35$; Dade and Verdeyen, 2007) described by the other fans (including other fans of the northern Pyrenean foreland).

We estimated a minimal volume of Miocene sediments deposited in the megafan. To do this, we interpolated a base surface bounded by the base of the Miocene deposits, using outcrop and borehole data (BRGM geological maps and boreholes available at InfoTerre), and a top surface of the deposit, bounded by the current topography

(ridges). Taking into account a porosity of 10-20% and volume lowering by chemical dissolution (<20%; Michael et al., 2014), we estimated that 708 to 796 km³ of material needed to be eroded in the watershed to provide material for the building of the megafan.

Figure 11 models the catchment area that is necessary to produce this amount of material as a function of the erosion rate. If we consider that the erosion rates derived from our detrital AFT data (ranging from 0.11 to 0.31 mm y⁻¹) are representative of the average erosion rate during the Miocene, it appears that the size of the modern Neste watershed (down to its mountainous outlet) is more than sufficient to provide for the material deposited in the megafan. We thus suggest that it is not necessary to consider a larger catchment as the source area of the Lannemezan megafan. Results from the provenance analysis are consistent with this result, as the source area for the Oligo-Miocene foreland deposits includes the Paleozoic and Mesozoic sedimentary cover with rare input from the granitic massifs, i.e. similar to the present-day outcrop pattern in the Neste catchment. This result also suggests that the megafan may not have efficiently trapped the sediment flux from the range; a large fraction of the sediments may have bypassed the megafan and be transported directly to the marine domain. This observation goes against the rather common view of megafans as effective sediment traps (e.g. Weissmann et al., 2010; Abrahams, 2015).

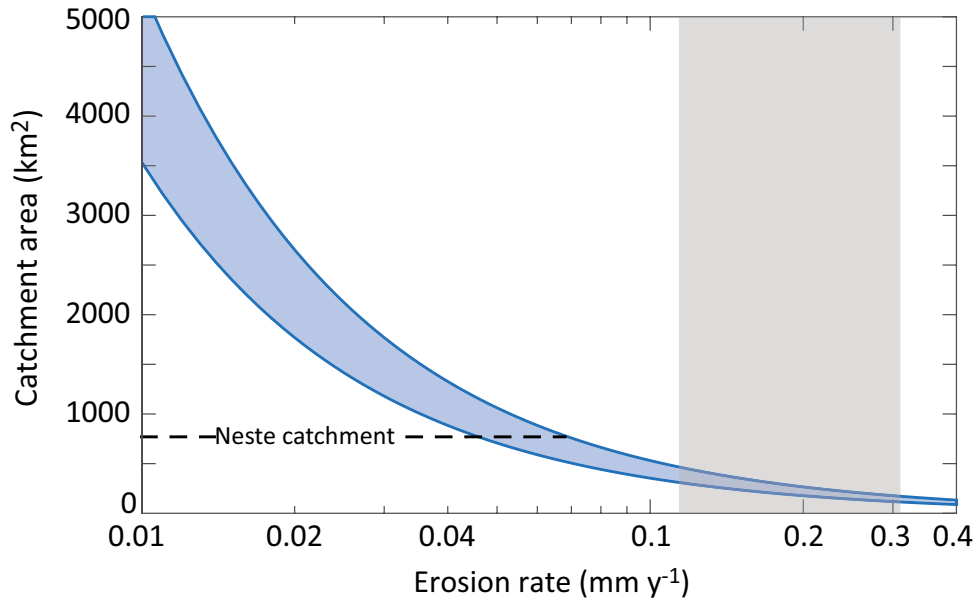


Figure 11: We estimated that 708 to 796 km³ of sediments were eroded in the catchment to provide for the Lannemezan megafan deposits. The blue area corresponds to an estimate of the catchment area necessary to produce this volume range as a function of the erosion rate (considering that the megafan building lasted for 15 to 20 My). A watershed the size of the current Neste basin, eroding at the rates estimated from our detrital AFT data (0.11 to 0.31 mm y⁻¹ in this area), is more than large enough to provide the material deposited in the megafan during the Miocene.

- *Timing and mechanism of megafan building*

A major phase of structuration (50-30 Ma) in the range culminated in an episode of local acceleration in exhumation in the AZ (Maladeta; 40-30 Ma). The megafan was built following this phase and the changing tectonic regime may have influenced the erosion and transport dynamics in the range resulting in the foreland sedimentation becoming dominated by a megafan deposit. In any case, the megafan deposits provide no evidence of accelerated unroofing of the Paleozoic axial belt in Oligo-Miocene times.

There is no clear trend or change in the climatic regime in Oligo-Miocene times that could have triggered a change in the sedimentary system towards a megafan

deposit. The increased seasonal climatic contrasts since the Pliocene (Jiménez-Moreno et al., 2010) may be responsible for the change to a more torrential regime observed in the upper deposits of the fan (Pliocene to Quaternary).

Perhaps more important for the building of a megafan was the decreasing subsidence of the Aquitaine basin since the Late Eocene, which even became negligible or even negative (uplift) near the range front (Desegaulx and Brunet, 1990). This dynamics induces a reduction in accommodation space for deposition in the foreland basin and deposits tend to expand further into the foreland, creating the distinctive morphology of a megafan.

It should be noted that the catchment that provided for the material of the megafan is situated at the transition between the two areas of contrasting post-20Ma behaviour in terms of exhumation. Although this observation needs further analysis to be confirmed and fully understood, we argue that this critical position may have influenced the building of a megafan in the foreland.

6. Conclusion

In this paper, we aimed to evaluate the late- to post-orogenic evolution of the north-western Pyrenees and of its foreland to decipher the driving mechanisms of the erosion of the range and building of a megafan in the foreland. Our petrographic and thermochronologic analysis of the Lannemezan megafan deposits, combined with a sediment-budget calculation, lead us to the following conclusions:

Our new bedrock AFT data are consistent with regional pattern of exhumation, with contrasting east/west exhumation rates. They give a framework for the orogen evolution at the time of the building of the Lannemezan megafan.

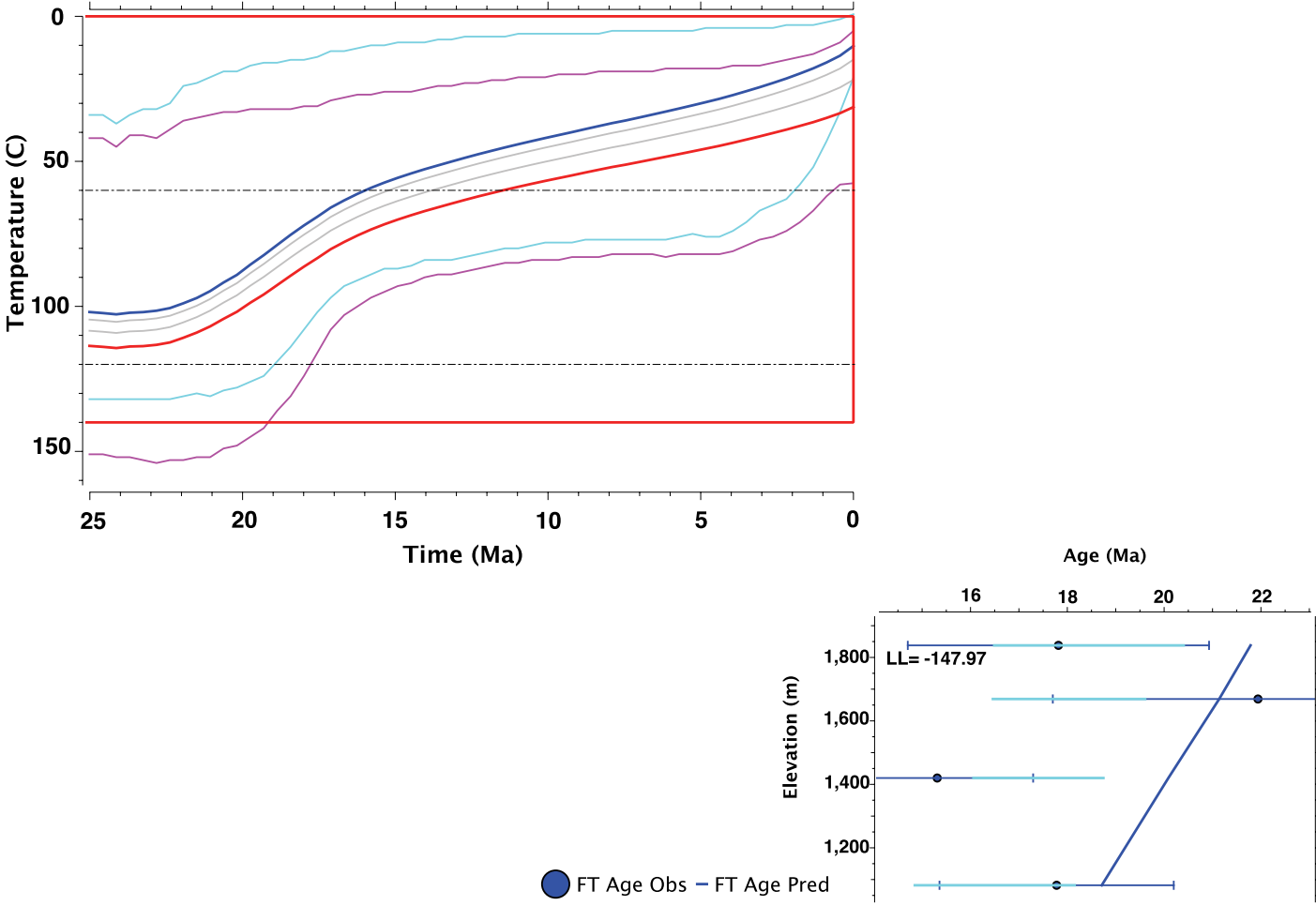
Our detrital AFT are consistent with the ages observed in their respective watersheds and provide estimation of long-term exhumation rate at 0.1 to 0.3 km My⁻¹ in the Neste and Garonne area and about 0.5 to 1 km My⁻¹ in the Adour area, related to a late exhumation phase only recorded in the west.

We show rather homogeneous composition of the Lannemezan megafan foreland deposits from late Oligocene to Pliocene, suggesting persisting source area encompassing the Axial Zone at all time. Volumetric estimations also argue for a catchment covering sensibly the same area as the current Neste watershed.

Modern river samples show petrographic and heavy-mineral compositions that contrast with that of the (Oligocene to Pliocene) foreland deposits. Contribution from the granitoid massifs was limited until recently (only modern samples hold large

amounts). Possible explanations for this discrepancy include (i) the unroofing of the crystalline massif was incomplete, (ii) a southward migration of the main drainage divide due to climatic asymmetry in the post-orogenic range.

Figure A 1 Results of the thermal modelling for the Pic du Midi de Bigorre profile (samples CHI 2, 3, 4, and 6) using QTQt software (Gallagher, 2012; Gallagher et al., 2009)



References

- Abrahami, R., 2015. Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au Mégafan. (PhD Thesis). Université de Grenoble.
- Andò, S., Morton, A., Garzanti, E., 2014. Metamorphic grade of source rocks revealed by chemical fingerprints of detrital amphibole and garnet. In: Scott, R.A., Smyth, H.R., Morton, A.C., Richardson, N. (Eds.), *Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society of London, Special Publication 386, 351–371.
- Azambre, B., Crouzel, F., 1988. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1053 Bagnères-de-Bigorre. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Babault, J., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, TC2010. doi:10.1029/2004TC001697
- Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Anton Muñoz, J., Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 501–514.
- Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research* 23, 309–331.
- Bermudez, M.A., van der Beek, P.A., Bernet, M., 2013. Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes. *Lithosphere* 5, 3–16.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, pp. 1–13.
- Bond, R., McClay, K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Geological Society, London, Special Publications* 88, 415–431.
- Bonnet, S., 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience* 2, 766–771.
- Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Stockli, D., Gallagher, K., 2014. Thermochronologic constraints in the Pyrenean belt evolution: Orogenic and post-orogenic processes. *THERMO 2014, Chamonix*.
- Brandon, M.T., 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiation Measurements* 26, 663–676.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Garver, J.I., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 110, 985–1009.
- Champagnac, J.-D., Van Der Beek, P., Diraison, G., Dauphin, S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova* 20, 213–220 doi:10.1111/j.1365-

- 3121.2008.00809.x.
- Coney, P.J., Munoz, J.A., McClay, K.R., Evenchick, C.A., 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society* 153, 9–16.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoana, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research* 22, 904–917.
- Crouzel, F., 1957. Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France* 54, 264pp.
- Dade, W.B., Verdeyen, M.E., 2007. Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief. *Journal of the Geological Society, London* 1364 (2), 353–358.
- Déramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.J., Specht, M., 1993. Relations between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: models and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: Williams, G.D., and Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*, 71, 193–219; Geological Society of London.
- Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, VI, 295–306.
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics* 182, 211–225.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publications 45, pp. 265–283.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 49–94.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research* 24, 401–417.
- Fillon, C., Gautheron, C., van der Beek, P.A., 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society* 170, 67–77.
- Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research* 24, 418–436.
- Fitzgerald, P.G., Munoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 157–170.
- Galbraith, R.F., Green, P.F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 197–206.

- Galehouse, J.S., 1971. Point counting. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley, New York, pp. 385–407.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 117, doi: 10.1029/2011JB008825.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology* 26, 525–535.
- Garcia-Castellanos, D., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research* 108, doi:10.1029-2002JB002073.
- Garzanti, E., Andò, S., 2007. Heavy mineral concentration in modern sands: Implications for provenance interpretation. In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), *Developments in Sedimentology Series 58*. Elsevier, pp. 517–545.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., 2009. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 422–432.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research* 73, 830–837.
- Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research* 19, 323–334.
- Gunnell Y, Calvet M, Brichau S, Carter A, Aguilar JP, Zeyen H, 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.004.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11–14.
- Harrison, T.M., Ryerson, F.J., Le Fort, P., Yin, A., Lovea, O.M. & Catlos, E.J. 1997. A late Miocene–Pliocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, E1–E8.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., 2005. *Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications. pp 248.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2002. 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.
- Hubschman, J., 1975. Le Plateau de Lannemezan. *Quaternaire* 12, 207–209.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 421–433.

- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103–116.
- Jiménez-Moreno, G., Fauquette, S., Suc, J.-P., 2010. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 403–415.
- Jolivet, L., Facenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1–12.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26, TC5007 doi: 10.1029/2006TC002080.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics* 29, doi:10.1029/2009TC002588.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289–292.
- Mange, M.A., Mauer, H.F.W., 1992. Heavy minerals in colour. Chapman & Hall, London.
- Meigs, A.J., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1608–1625.
- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 488–503.
- Michael, N.A., Carter, A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2014. Erosion rates in the source region of an ancient sediment routing system: comparison of depositional volumes with thermochronometric estimates. *Journal of the Geological Society* 171, 401–412.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research* 10, 69–85.
- Mouchéné, M., van der Beek, P., Mouthereau, F., Carcaillet, J., Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France. Submitted to *Geomorphology*.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33, 2283–2314.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, pp. 235–246.
- Paris, J.-P., 1975. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1054 Montréjeau.

- Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Rahl, J.M., Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., 2011. Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 180–190.
- Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 419–466.
- Rushlow, C.R., Barnes, J.B., Ehlers, T.A., Vergés, J., 2013. Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. *Tectonics* 32, 843–860.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Assymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305, 369–406.
- Taillefer, F., 1951. *Le Piémont des Pyrénées françaises*. Université de Toulouse, pp 383.
- Tucker, G.E., van der Beek, P., 2012. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research* 24, 1–19.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna-Jamme, R., Radal, J., n.d. Rift-to-collision transition recorded by tectono-thermal evolution of the northern Pyrenees, *in revision* *Tectonics*.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306.
- Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements* 44, 409–410.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312–313, 190–194.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H., Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology* 38, 39–42.
- Whipple, K.X., Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research* 8, 351–366.
- Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science* 311, 442–482.
- Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation Part D Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 293–299.
- Yelland, A.J., 1991. *Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies*. (PhD Thesis) University of London.

Estimation of erosion rates at millennial timescales using cosmogenic nuclides and comparison with long-term exhumation rates

Introduction

We aim at comparing long-term averaged exhumation rates derived from low-temperature thermochronology (preceding article) and shorter timescale (millennial) catchment-averaged erosion rate derived from cosmogenic nuclide concentrations in modern river sands.

In the Alps, Glotzbach *et al.* (2013) suggested that the observed recent (Late-Quaternary) increase in exhumation and relief results from the climate change, with the initiation of Quaternary glaciation leading to rapid valley incision and local exhumation.

On the Tista megafan of the Himalayan foreland, Abrahami (2015) described the changing controlling factors on long-term and millennial-scale evolution of the landscape through the analysis of the erosion pattern. She suggests that the higher, more variable millennial-scale erosion rates (derived from cosmogenic nuclides), with highest values concentrated on major thrusts, are mainly controlled by tectonics. On the other hand, the highest long-term exhumation rates (derived from thermochronological data) are found either in zones affected by landslides or linked to the inherited glacial morphology of the upper valleys.

1. Method: ^{10}Be cosmogenic nuclide analysis

The sand samples were taken in the active riverbeds of the Adour, Neste and Garonne rivers at the outlets of their mountainous catchment (Figure 12). Preparation of the samples for ^{10}Be analysis of their quartz content was performed at the cosmogenic nuclide facility of ISTERre following a standard procedure from Brown *et al.*, (1991), Merchel and Herpers (1999). This process includes (1) sieving to obtain the 250-500 μm fraction; (2) quartz isolation through repeated leaching using a 2:1 mixture of $\text{H}_2\text{SiF}_6/\text{HCl}$, and partial dissolution in HF to remove potentially remaining atmospheric ^{10}Be ($\geq 30\%$ loss of mass; Kohl and Nishiizumi, 1992); (3) complete dissolution in HF; (4) evaporation; (5) fluoride dissolution; (6) cation/anion exchanges in resin columns and (7) oxidation. Finally, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were measured at the ASTER AMS facility (LN2C-CEREGE) in Aix-en-Provence (France) and calibrated against NIST Standard Reference Material 4325 (assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 2.79×10^{-11} ; Nishiizumi et al., 2007) to determine ^{10}Be concentrations.

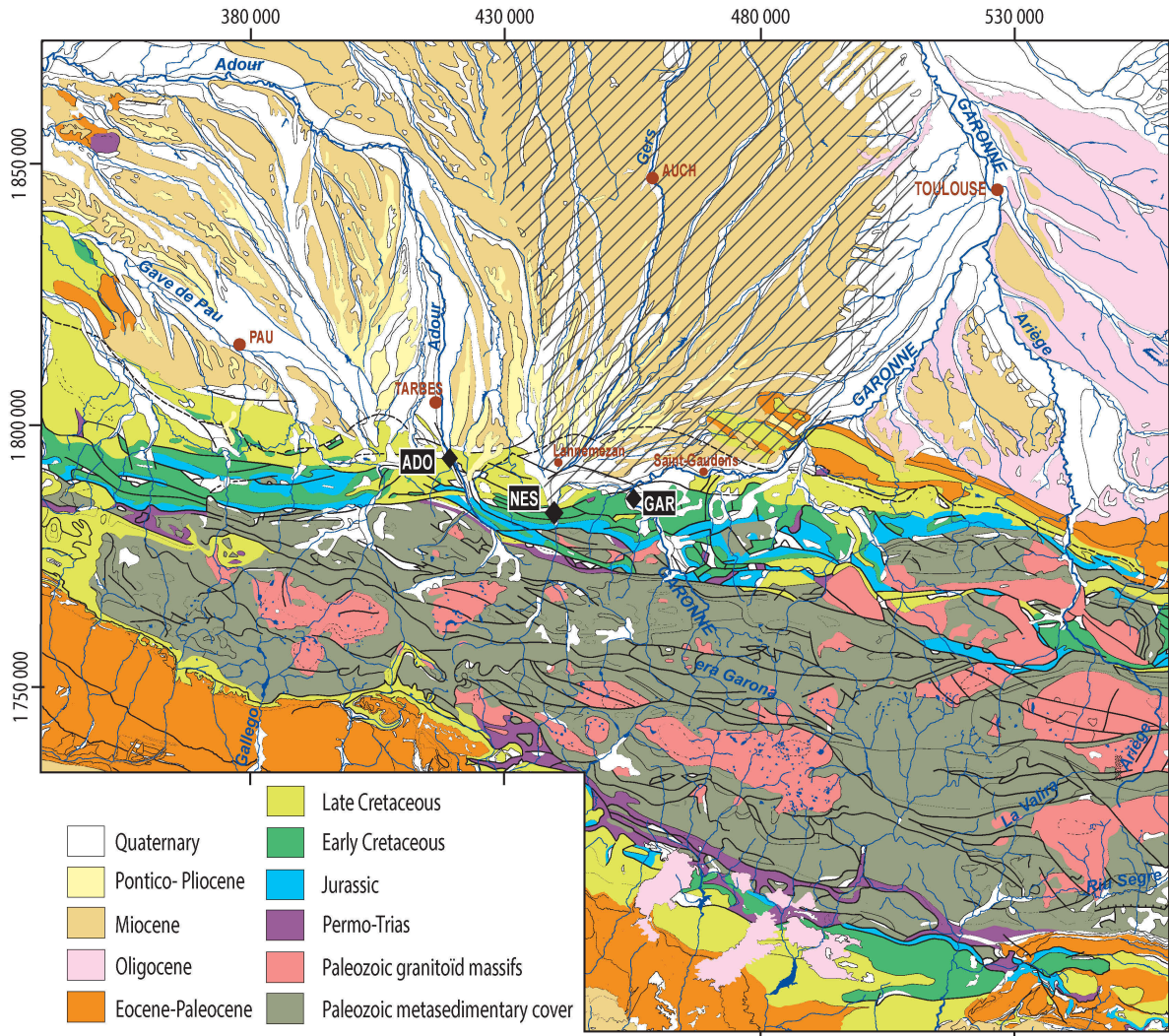


Figure 12 Location of the sampling sites for the Adour, Neste and Garonne sand samples at the outlet of their mountainous catchments, the hatched area outlines the Lannemezan megafan.

From these data, we derived a catchment-average erosion rate. We extracted the geomorphic parameters for each catchment from an ASTER DEM using the TopoToolbox hydrological modules (Schwanghart and Scherler, 2014): catchment extent, mean elevation, mean slope and drainage area. Then, we used the grid calculation algorithm of Delunel *et al.* (2010) adapted from Balco (2001) to calculate the theoretical ^{10}Be production rate at the surface of each DEM grid cell. We used a modern spallogenic production rate at sea level and high latitude of 3.87 ± 0.19 at $\text{g}^{-1} \text{y}^{-1}$ following Balco *et*

al., (2009) and scaling scheme from Stone (2000). Topographic shielding was computed for each grid cell following Dunne (1991). We did not take into account a permanent snow- or ice-cover correction as glaciers account for less than 1% of the catchment surfaces. However, considering the observed heterogeneity in lithology in the watersheds, we chose to evaluate its effect (following Carretier *et al.*, 2015). The production grid is thus weighed to take into account the estimated quartz content of each lithology outcropping in the watershed (from 0 for non-contributing lithologies such as carbonates, to 1 for quartz-rich lithologies).

2. Results: Erosion rates at millennial timescales

Basin-averaged erosion rates obtained from cosmogenic-nuclide analysis for the Adour, Neste and Garonne catchment are 0.11 mm y^{-1} , 0.014 mm y^{-1} , and 0.16 mm y^{-1} , respectively (Table 6). The erosion of the Neste watershed differs from the others by one order of magnitude.

Taking into account the quartz fraction of each lithology in the catchments did not change significantly the result of the erosion rate calculation (around 3-4 %; Table 6). This could be due to the spatial distribution of lithologies in the catchment: quartz-rich lithologies, such as the granitic massifs, are mostly situated at high elevations where the theoretical production is already high and thus, the weighing by the quartz fraction will not reduce the contribution from these areas. This differs significantly from the analysis of Carretier *et al.* (2015) where the most quartz-rich lithologies were situated in the lower half altitude range of the catchment.

Table 6 Results from the cosmogenic nuclide (^{10}Be) analysis of the modern river sands of the northern Pyrenees Adour, Neste and Garonne. ^{10}Be concentration and error from AMS measurement, theoretical catchment-averaged production, catchment-averaged production corrected from lithology contribution (quartz-content), shielding factor for the catchment and estimated catchment-averaged erosion rate .

ID	^{10}Be concentration (at g^{-1})	Error on ^{10}Be concentration (at g^{-1})	Catchment production (at $\text{g}^{-1} \text{y}^{-1}$)	Catchment production with lithologic correction (at $\text{g}^{-1} \text{y}^{-1}$)	Shielding factor	Erosion rate (mm y^{-1})
ADO	63,863	9,094	12.4791	12.1245	0.9539	0.1122 \pm 0.0198
NES	587,682	38,159	14.6968	14.1823	0.9336	0.0140 \pm 0.0016
GAR	45,018	6,078	12.2232	12.1866	0.9437	0.1601 \pm 0.0270

Table 7 (excerpt from preceding article) Detrital samples – AFT analysis: counted grains, spontaneous track density (ρ_s) and number (N_s), dosimeter track density (ρ_d) and number (N_d), induced track density (ρ_i) and number (N_i), central age and associated uncertainty, χ^2 test result and age dispersion, identified peak ages and respective grain distribution. Long-term averaged exhumation rates are derived from individual grain cooling age for thermal gradients of 20 and 30°C km^{-1} . For the Pamiers sample, the calculation of exhumation rate refers to the lag time preceding deposition and thus must take into account the depositional age. Oldest and youngest age limits are subtracted to individual grain ages prior to the exhumation rate calculation. Because of the short lag time, some grains had to be removed from the calculation. * Taking into account shortest lag time (oldest depositional age). ** Taking into account longest lag time (youngest depositional age).

ID	Location	Counted grains	ρ_s 10^5 cm^{-2}	N_s	ρ_d 10^6 cm^{-2}	N_d	ρ_i 10^6 cm^{-2}	N_i	Central age $\pm 1 \sigma$ Ma	$P(\chi^2)$	Age disp. %	Peak age 1 ($\pm 1\sigma$) Ma	Pop. 1 %	Peak age 2 ($\pm 1\sigma$) Ma	Pop. 2 %	Exhumation rates	
																For TG= 20°C km^{-1} ($\pm 1 \sigma$) km My^{-1}	For TG= 30°C km^{-1} ($\pm 1 \sigma$) km My^{-1}
ADO	Adour basin outlet	53	6.91	713	1.21	4014	5.52	5695	23.0 \pm 1.1	0.06	18	17.8 \pm 3.9	37 \pm 33	26.1 \pm 2.7	63 \pm 33	0.31 \pm 0.27	0.23 \pm 0.20
GAR	Garonne basin outlet	44	6.39	869	1.23	4018	2.70	3672	45.2 \pm 2.4	0.03	20	26.7 \pm 5.6	16 \pm 10	48.7 \pm 3.1	84 \pm 10	0.14 \pm 0.06	0.11 \pm 0.05

3. Long-term exhumation rates versus millennial-scale erosion rates

Long-term catchment-averaged exhumation rates derived from the ADO and GAR samples are $0.31 \pm 0.27 \text{ km My}^{-1}$ and $0.11 \pm 0.05 \text{ km My}^{-1}$, respectively (Table 7). The erosion rate of the Adour sample (ADO) is significantly higher than that of the Garonne: this is consistent with a more recent exhumation episode in this part of the range (see preceding Article).

Comparison of these rates with millennial scale catchment-averaged erosion rates derived from cosmogenic nuclide dating of samples ADO, NES and GAR suggest a possible threefold to tenfold decrease in erosion rates since Miocene times.

Thus, we do not evidence any increase in the denudation rate of the range at Quaternary times, as was observed elsewhere (see Introduction) but further analysis is required to infer the impact of climate change on the landscape of the northern Pyrenees.

Chapitre 2 :
Abandon et incision
du mega-cône alluvial

Chapitre 2 : Abandon et incision du mega-cône alluvial

Introduction

La Neste, qui a probablement fourni les sédiments qui construisent le méga-cône alluvial de Lannemezan, n'est plus connectée à l'apex du cône. A l'endroit où elle sort du relief, elle coule désormais dans un lit encaissé d'une centaine de mètre par rapport à la surface du cône et son cours est dévié vers l'est. La Neste semble avoir été capturé par la Garonne, qu'elle rejoint quelques kilomètres en aval. Elle n'alimente plus le méga-cône en sédiment et celui-ci est au contraire incisé par la Neste et par un réseau de drainage radial qui s'est développé à sa surface.

Dans cette partie, j'utiliserai la datation de surfaces alluviales (la surface du méga-cône et celles de terrasses alluviales abandonnées au cours de l'incision) et les paramètres morphologiques du réseau de drainage pour comprendre l'abandon et l'incision du méga-cône alluvial de Lannemezan.

L'article qui présente ces résultats a été soumis à *Geomorphology* en septembre 2015.

Résumé

Plusieurs études suggèrent que les méga-cônes alluviaux, qui occupent une position charnière dans le système de transfert des sédiments entre les chaînes de montagne et le bassin, enregistrent particulièrement bien les variations des forçages géodynamiques et climatiques, ainsi que les processus autogéniques de l'écoulement fluvial (ex. Burbank, 1992 ; Gupta, 1997 ; Leier et al., 2005 ; Nicholas et al., 2009).

Dans le piémont nord de la chaîne des Pyrénées, le méga-cône alluvial de Lannemezan a été construit au Miocène-Pliocène par l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne. Ce cône a ensuite été abandonné et le réseau fluvial incise profondément le piémont. Une série de terrasses alluviales a été abandonnée au cours de l'incision le long des rivières du piémont (Neste, Garonne et le réseau de rivières radiales développées sur le méga-cône à la suite de son abandon). Nous cherchons ici à déterminer à quel moment l'abandon a eu lieu et quel(s) facteur(s) ont influencé l'abandon et l'incision du méga-cône.

Nous avons daté l'abandon de la surface sommitale du cône grâce aux nucléides cosmogéniques (^{10}Be , ^{26}Al) à ~ 300 ka et la double datation permet d'affirmer que la surface n'a pas été enfouie ou érodée significativement depuis son abandon. Cet âge suggère que l'abandon est bien plus récent, et donc que l'incision est bien plus rapide, que ne le supposaient les études précédentes (ex. Hubschmann, 1975a, b, c).

Nous avons daté trois des cinq niveaux de terrasses alluviales abandonnées le long des rivières du piémont pour comprendre les modalités de cette incision épisodique. Les âges obtenus ($\sim 100\text{ka}$; $\sim 20\text{ka}$ et $\sim 1\text{ka}$) semble suggérer un lien entre les périodes d'abandon et d'incision et les transitions climatiques glaciaire/interglaciaire.

Notre analyse de la morphologie du réseau fluvial permet de préciser les modalités de l'incision. Les terrasses du piémont sont légèrement pentées vers le nord et leur pente augmente avec l'âge de la terrasse considérée, ce qui correspond à une augmentation de la concavité du profil en long des rivières au cours du temps. Nous proposons que cette observation pourrait être le résultat d'un basculement vers le nord au cours de l'incision de l'ensemble de la région. L'échelle de ce phénomène pourrait suggérer que son moteur est profond et de grande longueur d'onde, par exemple un rebond isostatique qui répondrait à l'érosion de la chaîne au Quaternaire. Une hypothèse similaire a été proposée pour expliquer un phénomène similaire dans le piémont des Alpes (Champagnac et al., 2008). Par ailleurs, les profils des rivières du piémont ne présentent pas de cassures de pente (*knickpoint*) et l'on ne décèle pas d'organisation spatiale ou altitudinale des valeurs de l'indice de pente (k_s) ou du proxy χ (approche intégrale) qui auraient pu révéler une structure tectonique active ou encore une variation eustatique du niveau de base du système.

L'analyse par l'approche intégrale (χ) suggère par ailleurs que, vers l'apex et la partie nord du cône, la ligne de partage des eaux entre la Neste/Garonne et les rivières du cône migre vers le Nord, ce qui suggère une réorganisation du réseau de drainage dans cette zone.

Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France

Margaux Mouchéné ^{a,b*}, Peter van der Beek ^{a,b}, Frédéric Mouthereau ^c, Julien Carcaillet ^{a,b}

^a Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.

^b CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

^c GET, Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 14 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

* Corresponding author: margaux.mouchene@ujf-grenoble.fr

Abstract

Large alluvial fans hold a key position in the sediment routing system and are particularly sensitive to changes in geodynamic and climatic forcing as well as autogenic fluvial processes. The Lannemezan megafan in the Northern Pyrenean foreland (SW France) was built during Miocene to Pliocene times and subsequently abandoned as the stream network deeply entrenched the foreland. We report new cosmogenic nuclide (¹⁰Be, ²⁶Al) exposure dates of the abandoned fan surface and of a series of alluvial terraces along the Neste/Garonne River, which fed the fan while it was active. Our results show that the abandonment of the fan occurred much later than previously assumed, at ~300 ka, and that the incision episodes that produced the abandonment surface and the terrace levels are related to major climatic shifts. Detailed analysis of the stream network morphometry shows increasing concavity of the river profiles with time, but does not reveal knickpoints or patterns in the steepness index (k_s) and chi-

values that could be linked to either active tectonic features, base-level change or network reorganisation. We suggest that the incision pattern expresses large-scale northward tilt of the region that we relate to the flexural isostatic response to increased post-orogenic erosional unloading of the range, possibly linked to Quaternary glaciations.

Keywords: Pyrenees foreland megafan; surface exposure dating; Quaternary climate; flexural isostatic rebound

1. Introduction

Fluvial megafans are large (area $\geq 10^3$ km²), low-gradient ($\sim 0.01^\circ - 0.1^\circ$) geomorphic features formed where a river exits a mountain range and deposits sandy and muddy sediments in radial, distributive sheet-flows (DeCelles and Cavazza, 1999; Leier et al., 2005; Latrubesse, 2015). Fluvial megafans hold a critical position in the source-to-sink sediment-routing system and are thus particularly sensitive to changes in erosion and/or deposition dynamics. For Leier *et al.* (2005), the channel instability and associated frequent avulsions that characterize the dynamics of megafans are promoted by seasonal fluctuations in discharge, since these result in fluctuating stream power and sediment yield but also influence the type and density of vegetation. This observation combined with the current global distribution of megafans (concentrated in latitudinal belts between 15° - 35° in both the Northern and Southern hemispheres) suggests that global climatic patterns exert a major control on their formation. For Burbank (1992), increased sediment fluxes resulting from the erosional unloading of the Himalaya produced the extensive fluvial megafan systems of the Ganges basin. An alternative

hypothesis by Gupta (1997) attributes the foreland deposits to secular changes in drainage outlet spacing in response to the propagation of tectonic thrust fronts.

The process(es) leading to the abandonment and persistent incision of a megafan by a single entrenched channel remain equally elusive. From a comparison between numerical and analogue modelling, Nicholas *et al.* (2009) showed that, under non-equilibrium conditions (where fan aggradation is not balanced by basin subsidence), fans grow to reach a stable state where major reorganizations of flow pathways become less frequent, flow width typically decreases and most of the sediment supply is transported off the fan. A single channel can become entrenched at the apex but avulsion and migration typically continue, with decreasing frequency, on the rest of the fan (Nicholas *et al.*, 2009). A drop in base level can also cause entrenchment of the main stem in older fan sediments; sediments subsequently bypass the megafan and aggradation occurs further downstream (e.g. Assine, 2005). In northern Brazil, the capture of the Itã River by the headward-propagating Barauana River is believed to have triggered the abandonment of a Late Pleistocene-Holocene Itã-fed megafan (Rossetti *et al.*, 2012). The Paleo-Okanvango megafan is believed to have been abandoned as renewed tectonic activity increased subsidence and sediment supply in the basin (Podgorski *et al.*, 2013). Thus, both autogenic and allogenic processes can trigger the abandonment and incision of a fan by the stream network.

The entrenchment of a river network and its subsequent evolution is recorded by alluvial terraces constructed and abandoned through alternating phases of incision, lateral erosion and aggradation. Studies of natural examples and numerical modelling experiments have shown the importance of climatic and/or tectonic factors in

controlling this evolution (Hancock and Anderson, 2002; Pazzaglia, 2003; Vandenberghe, 2003; Bridgland and Westaway, 2008; Carcaillet et al., 2009; Tucker and Hancock, 2010). Explanations for terrace formation have implied both (i) tectonics and sea-level change, via their control on river base level or structural rearrangement (Pazzaglia and Gardner, 1993; Chen et al., 2002; Carcaillet et al., 2009; Yanites et al., 2010), and (ii) climate, via its control on vegetation and sediment dynamics (Molnar et al., 1994; Hancock and Anderson, 2002; Vandenberghe, 2003; Bridgland and Westaway, 2008). In particular, it has been shown that river responses to 100-ky glacial-interglacial climatic cycles in Quaternary times, sometimes in conjunction with tectonic uplift, exert a major control on fluvial landscape evolution (e.g. Macklin et al., 2002; Pazzaglia, 2010; Godard et al., 2013). High sediment supply in mostly braided channel systems during glacial periods is expected to result in extensive floodplain aggradation. In contrast, individual meandering or anastomosing channels with decreased runoff and increased vegetation cover characterize interglacial periods (e.g. Pazzaglia, 2010). In this model, vertical incision and associated abandonment of alluvial surfaces are likely to occur during climatically unstable intervals of transition between these regimes (Vandenberghe, 2008). A short cold-to-warm transition results in a rapid decrease of the input sediment flux and in the channels gradually transitioning to a single meandering river with a small width-depth ratio that facilitates incision (Hancock and Anderson, 2002). Incision continues during the interglacial period and lateral erosion is limited to meander cutbanks, so the braided floodplain remains relatively untouched. The following (usually gradual) warm-to-cold shift is associated with an increase in runoff (and decline of vegetation), triggering a rise in sediment flux that promotes a major (both vertical and lateral) erosion episode, which reworks the entire floodplain aspect. Climatic fluctuations thus appear to play a key role in the timing and processes of

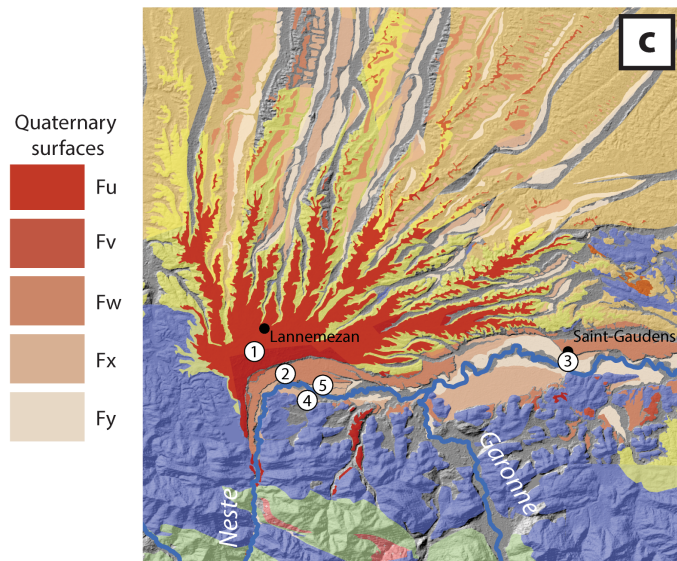
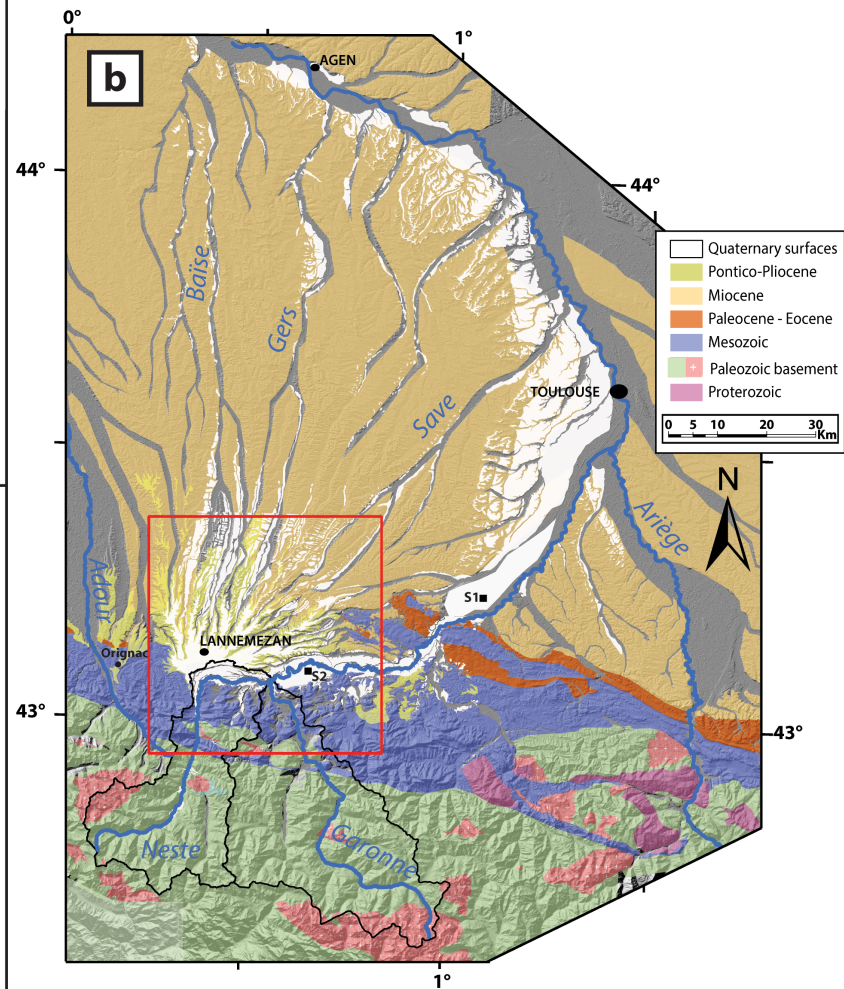
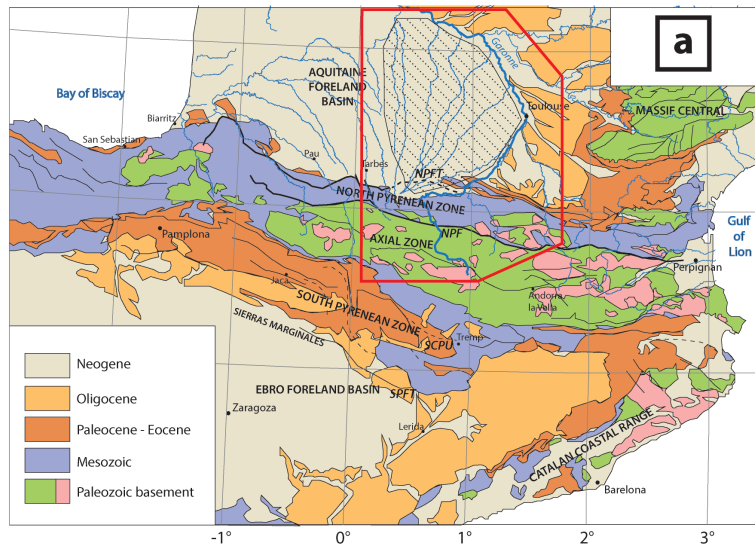
alluvial terrace evolution but, in many cases, they fail to explain by themselves the formation of terrace staircases (Bridgland and Westaway, 2008; Pazzaglia, 2010). The long-term entrenchment of rivers is often shown to be principally caused by regional tectonic uplift (Bridgland and Westaway, 2008; Carcaillet et al., 2009; Gibbard and Lewin, 2009).

Information on landscape dynamics can also be gained from studying the morphological characteristics of river long profiles. Their concavity and steepness, as well as the occurrence and distribution of knickpoints, can help discriminate between tectonic and climatic factors controlling landscape evolution. Knickpoints can be interpreted in terms of breaks in the power-law scaling that exists between channel slope and contributing drainage area and have been associated to spatial and temporal changes in rock uplift rate (e.g. Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012), climatic changes (Wobus et al., 2010) or base level changes (e.g. Crosby and Whipple, 2006). Numerical modelling by Wobus *et al.* (2010) has shown that incision driven by climate change is most commonly expressed as downstream-migrating waves of incision and a decrease in channel gradient, while tectonics induces the opposite effects. In a tectonically stable area, Zaprowski (2005) argued for a positive correlation between profile concavity and climatic/hydrologic factors such as precipitation intensity and peak annual discharge. A significant advantage of this type of study is that it is based on indices that can be readily extracted from digital topographic data.

In this paper, we aim at understanding the post-orogenic Quaternary response of the Northern Pyrenean foreland landscape to external controls by tectonic movements and climatic changes. We focus on the abandoned and incised Lannemezan alluvial

megafan and its associated drainage network: the fluvio-glacial Neste/Garonne system sourced by the high Pyrenean range, and the foreland river network developed on the megafan itself (Figure 1a and b). The extensive terrace staircases preserved along these rivers (Figure 1c) have been described previously and correlated to the classical Alpine glacial stages (Icole, 1968; Hubschman, 1975a; 1975b; 1975c; Bourgeat et al., 1984) but no quantitative constraints exist on the chronology and driving factors of their evolution. We report new cosmogenic nuclide (^{10}Be , ^{26}Al) exposure ages from these surfaces combined with a detailed geomorphic study based on GIS and field data, and we accordingly propose a framework for the Late-Cainozoic evolution of the Northern Pyrenean foreland.

Figure 1 Geological framework of the Lannemezan megafan. (a) Map of the major geological units of the Pyrenees; NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust, NPF: North Pyrenean Fault, SCPU: South Central Pyrenean thrust Unit, SPFT: South Pyrenean Frontal Thrust; major rivers of the northern Pyrenees and foreland, including the Garonne, are represented in blue lines; the area of Lannemezan megafan is hatched in black (modified after Mouthereau *et al.*, 2014). (b) Zoom on the area outlined in red in Figure 1a; geological map of the Lannemezan area draped over ASTER GDEM V2 (shaded relief). Black squares mark the location of sites sampled by Stange *et al.* (2014): S1 Cazères site ($13.1^{+6.7}_{-3.9}$ ka), S2 Plaine de Rivière ($14.6^{+9.6}_{-4.3}$ ka). (c) Zoom on the area outlined in red in Figure 1b, with detailed geological map of the Quaternary alluvial surfaces and sampling sites, 1: Lannemezan (sampled surface *Fu*), 2: Escala (*Fw*), 3: Saint-Gaudens (*Fw*), 4: Bizous (*Fx*), 5: Tuzaguet (*Fz*).



2. Geological setting

2.1. The Pyrenees

The Pyrenees are a 400-km long, east-west trending mountain range extending from the Atlantic to the Mediterranean Sea (Figure 1a). The mountain belt results from the collision between the Iberian plate and the European plate since Late Cretaceous times (Choukroune and ECORS-Pyrenees Team, 1989; Roure et al., 1989; Choukroune, 1992; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000; Vergés et al., 2002; Mouthereau et al., 2014). In the highest, central part of the range, the Axial Zone exposes a slightly metamorphosed Palaeozoic sedimentary clastic succession and late Variscan granitoids. It is bounded by two oppositely vergent thrust belts deforming metasediments and sediments of Mesozoic and Cainozoic age (Figure 1a): the South Pyrenean Zone (SPZ) forms the pro-foreland fold-and-thrust belt, made of Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover detached in Triassic evaporites; the North Pyrenean Zone (NPZ) consists of variably metamorphosed Mesozoic, mostly Albian, flysch-type deposits, and Palaeozoic crystalline basement.

Plate convergence initiated 83 My ago, but the cooling history recorded in Mesozoic meta-sediments and Variscan granitic basement of the northern Pyrenees reveals that first movements were likely associated with underthrusting of the distal part of the European margin without significant exhumation (Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2014; Vacherat et al., submitted). Exhumation was most intense during the Middle and Late Eocene (~50-32 Ma), leading to high sediment fluxes to the foreland basins and deposition of thick conglomeratic series (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al.,

2005; Whitchurch et al., 2011; Mouthereau et al., 2014). In the Aquitaine Basin, these conglomerates are associated with nodular mudstones and sandstones, suggesting the establishment of generally continental fluvial settings, with periodic marine transgressions (Biteau et al., 2006; Sinclair et al., 2005). The exhumation of the Pyrenees quickly decreased during the Oligocene (Fitzgerald et al., 1999; Fillon and van der Beek, 2012) but exhumation of the Axial zone persisted until the early Miocene (Gibson et al., 2007). Although the exact timing of the end of the Pyrenean compression remains disputed, it is generally admitted that convergence-related shortening had ceased by Early Miocene times (Muñoz, 1992; Vergés et al., 2002; Jolivet et al., 2007).

In the Aquitaine basin, the main subsidence axis migrated to the north during the Oligocene. From Miocene to Pliocene times, extensive molasse-fans developed in the proximal foreland, covering late-orogenic foreland anticlines and salt ridges (Biteau et al., 2006). Cross-sections of the Northern foreland basin show that the major Pyrenean thrust faults are sealed by Paleogene to Neogene foreland deposits, although gypsum-related anticline growth is likely to have continued later on (e.g. Dubreuilh et al., 1995; Biteau et al., 2006).

The southern foreland is known to have experienced a very different evolution. The late- to post-orogenic history of the Ebro basin is strongly linked to its endorheism from 36 Ma to 12-7.5 Ma (Costa et al., 2010; Fillon and van der Beek, 2012; Garcia-Castellanos and Larrasoña, 2015). During this period, the basin filled with a thick conglomeratic series that was later incised and extensively removed as the basin reopened following complete infilling and changing climatic conditions (Garcia-Castellanos, 2003; Costa et al., 2010).

2.2. Quaternary tectonic regime

A number of studies have estimated post-orogenic erosion and rock uplift to amount to 0.5 km to 2 km in the higher parts of the range (Lacan and Ortuño, 2012 and references therein). The most probable driving mechanism for this uplift is isostatic rebound in response to erosion of the range (Lacan and Ortuño, 2012). Although the Pyrenees are currently largely seismically inactive, active segments have been evidenced from seismicity, paleoseismological studies and characterization of the deformation of Quaternary deposits (Alasset and Meghraoui, 2005; Chevrot et al., 2011; Lacan and Ortuño, 2012; Stange et al., 2013a). The instrumental, historical and paleoseismological record of seismicity shows mostly moderate earthquakes (MSK Intensity $\leq V$) but a few larger earthquakes have been identified (e.g. Sylvander et al., 2008). The current stress regime is characterized by vertical maximum stress in the high chain and horizontal maximum stress (of variable orientation) in the foreland fold-and-thrust belts; this pattern is thought to reflect post-orogenic isostatic rebound caused by the difference in crustal thickness and/or the distribution of Pliocene-Quaternary erosion (Lacan and Ortuño, 2012; Vernant et al., 2013). Similarly, GPS data, albeit bearing large uncertainties, mostly show extensional movement perpendicular to the range strike, compatible with a decaying mountain range (Asensio et al., 2012; Sylvander et al., 2014; Rigo et al., 2015).

The easternmost Pyrenees have been affected by the extension related to the Neogene Mediterranean rifting and thus its specific tectonic pattern should be considered differently from that of the rest of range (Lewis et al., 2000; Gunnell et al., 2008; Lacan and Ortuño, 2012).

2.3. Quaternary climate and glacier distribution

The North Atlantic oceanic circulation exerts a major control on the temperate-humid climate of the northern flank of the Pyrenean range and the Aquitaine Basin. The dominant westerly winds carry abundant precipitation onto the northern slopes and foreland. This atmospheric current fails to cross the topographic barrier of the high range, leaving the southern flank in Spain with a warm and semi-arid continental climate. The eastern side of the range escapes this contrasted climatic setup because it is influenced by the Mediterranean airflow.

This complex climatic pattern results in uneven glacial cover across the range, as evidenced by the distribution of morphological remnants of the Quaternary glaciations. The North slopes concentrated 75% of the glaciated areas; here large valley glaciers reached the piedmont at 400 m asl (Taillefer, 1969; Calvet, 2004). In the south, glaciers were limited to narrow interior valleys, never extending onto the southern foreland (Ebro Basin) and probably never reaching below 800 m asl (Pallàs et al., 2006; Turu i Michels and Pena-Monné, 2006).

The timing of the maximum ice extent in the Pyrenees remains disputed and a number of studies (Andrieu-Ponel et al., 1988; Jalut et al., 1992; Delmas, 2009; Delmas et al., 2011) question its synchronicity with the global Last Glacial Maximum (LGM; 23-19 ka as defined by Mix et al., 2001). Syntheses of recent work using detailed mapping and improved dating methodologies show a history of glacial fluctuations rather than a unique (in- or out-phase with LGM) ice advance (Delmas, 2009; Calvet et al., 2011). The maximum ice extent, which is equivalent to the alpine “Würmian” stage, is believed to

have taken place during or before Marine Isotopic Stage (MIS) 4, thus preceding the global LGM (Calvet et al., 2011; Delmas et al., 2011). These authors also showed that the warmer climate of MIS 3 caused fluctuations of the glacier margins, as recorded by the age patterns of glacial markers situated in the high valleys. The global LGM induced the last significant glacial readvance although it was highly non-uniform throughout the range and the ice front did not reach its previous (MIS 4) maximum (Calvet et al., 2011; Delmas et al., 2011). Glaciers generally started receding rapidly but unsteadily after the LGM (Pallàs et al., 2006; Calvet et al., 2011). Today, only small relic glaciers remain in the western part of the range, above 3000 m asl.

2.4. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenean landscape

In the Southern Pyrenees, a consistent regional pattern arises from a number of studies, suggesting synchronous climatic control on Quaternary incision episodes (Jones et al., 1999; Turu i Michels and Pena-Monné, 2006; Lewis et al., 2009; Stange et al., 2013b). Nevertheless, in many cases, both climatic and tectonic factors have been shown to jointly act on the morphology of the drainage network in the Pyrenees (Turu i Michels and Pena-Monné, 2006; Stange et al., 2013a). Jones *et al.* (1999) revealed the key role played by climate changes on the incision dynamics of the Rio Cinca although tectonic activity is thought to have exerted a strong control on the position of the river. In the south-central Pyrenees, tectonically induced vertical movements are responsible for changes in incision styles along the Segre and Valira rivers (Turu i Michels and Pena-Monné, 2006). For Stange et al. (2013a), the transition from an endo- to an exorheic state of the Ebro basin triggered a basin-wide increase in fluvial erosion that resulted in

large-scale isostatic rebound responsible for the increased vertical spacing of the terraces of the lower Segre river. However, this hypothesis would require a very delayed response of the fluvial system to erosional unloading, as the transition to exorheism is believed to have happened during the Late Miocene (see section 2.1). In an alternative explanation, Stange et al. (2013a) suggest that incision is controlled by base-level changes due to down-cutting of the Catalan Coastal Range and accentuated by the Mid-Pleistocene climatic transition. Cosmogenic nuclide dating of these terraces supports this latter hypothesis (Stange et al., 2013b).

2.5. The Lannemezan Megafan

The drainage network of the Pyrenees is regularly spaced and transverse to the active structural trend (Jones, 2002), a characteristic morphologic trait shared with other juvenile mountain ranges (e.g., Hovius, 1996). This pattern is especially evident in the southern flank and foreland (Stange et al., 2013a; 2013b), but rivers of the northern foreland spread in a radial configuration induced by the convex topography of large Miocene alluvial fans (Figure 1).

The most striking morpho-sedimentary feature of the Pyrenean northern foreland is the Mio-Pliocene Lannemezan Megafan (13,000 km², mean slope of 0.03°), the conical shape of which is remarkably underlined by the river network spreading from its apex (~ 600 m asl) to the more distal parts (~ 100 m asl; Figure 1b). It was sourced by the Neste river catchment but at present this river is disconnected from the fan: it bends 90°

to the east near the fan apex and follows an along-strike course toward (and after) its confluence with the Garonne River (Figure 1b).

The Lannemezan megafan is mainly constituted of Miocene molasse sediments with alternating marls, clays, calcareous sandstones, conglomerates and rare calcareous lenses (Paris, 1975). Above this sequence, a second deposit of very similar sedimentological characteristics completes the Neogene molassic infill: well-sorted, stratified clay and sand holding highly altered gravels and pebbles. This upper sequence is ascribed a latest Miocene to Pliocene age (“Pontico-Pliocene”) by analogy with a formation that yields a Hipparion-bearing fauna at the nearby locality of Orignac (Paris, 1975; Figure 1b). The capping deposit consists of thin, polygenetic gravel sheets holding heterometric (up to a meter in diameter), deeply altered clasts and is classically described as the first Quaternary alluvial deposit (*Fu* on Figure 1). These last two deposits are referred to in the regional literature as the *Lannemezan Formation* (Hubschman, 1975c). The facies of the Lannemezan and neighbouring Ger fans indicate deposition by high-energy mudflow-type events alternating with periods of reduced flow. This dynamics contrasts with other rivers of the Northern foreland (Garonne, Ariège), the higher discharge of which probably allowed for direct transport of alluvial material to the sea during the same period (Taillefer, 1952).

During the latest Pliocene or Quaternary, after deposition of the Lannemezan Formation, important modifications in the drainage dynamics triggered the capture of the Neste by the Garonne River, and thus the disconnection of the Lannemezan megafan from its feeding river and the entrenchment of the stream network in the molasse deposits. Possible mechanisms for this abandonment are (i) modifications in the

drainage dynamics by the onset of the Quaternary climate fluctuations (glacial-interglacial cycles); (ii) tectonic readjustments linked to the end of the Pyrenean orogeny; (iii) drainage reorganization controlled by base-level variations, or by (iv) autogenic controls such as local gradient and topographic changes that result in avulsions (Desegaulx and Brunet, 1990; Dubreuilh et al., 1995; Tucker and van der Beek, 2012; Stange et al., 2014). As the Neste and Garonne jointly incised through the apex fan deposits, the incised radial river network developed to the north, on the fan itself (Figure 1b). The valleys produced by this incision are markedly asymmetric, with a steeper flank on their east banks and gentler slopes on their west flanks, which are characterized by extensive terrace staircases (Figure 1c; Stange et al., 2014). This regional pattern clearly shows a general eastward migration of rivers (between the Adour and the Ariège) during incision. Taillefer (1952) suggested that this evolution is the result of erosive processes (e.g., solifluction) depending on exposure-dependent variations in insolation and prevailing westerly wind directions (i.e., accumulating snow on the leeward slope). Bonnet *et al.* (2014) similarly proposed that the current climatic regime, characterized by an eastward decrease in precipitation, could be responsible for extensive river network reorganization, evidenced by numerous river capture occurrences, and for the development of these asymmetrical valleys. From their analysis of the staircase geometry, Stange *et al.* (2014) favour the hypothesis of differential northward tilting of the foreland, with an uplift axis situated under the Lannemezan megafan and an eastward-decreasing gradient.

Hubschman (1975b; 1975d) identified four main terrace levels (F_v , F_w , F_x , and F_y on Figure 1c) and consequently attributed their abandonment to the four classical glacial / interglacial cycles of the Quaternary period defined in central Europe ("Günz",

“Mindel”, “Riss” and “Würm”), thus assuming a climatic control on their construction as had been done elsewhere (e.g. Gibbard and Lewin, 2009). However, no absolute dating of either the abandonment surface of the megafan or the different terrace levels exists, with the exception of a recent study by Stange *et al.* (2014), who used cosmogenic exposure dating to propose a ^{10}Be exposure age of $13.1^{+6.7}_{-3.9}$ or $14.6^{+9.6}_{-4.3}$ ka for level *Fx* (Figure 1b).

3. Methodology

3.1. Morphological approach

The studied Quaternary surfaces and the drainage network were digitally mapped using high-resolution DEMs (ASTER GDEM V2; NASA/METI), 1:25,000 topographic scale maps from IGN (Institut Géographique National) and 1:50,000 geological maps from BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). The study also benefited from new field observations and previous studies (Taillefer, 1952; Icole, 1968; Hubschman, 1975b; 1975c; Bourgeat *et al.*, 1984).

We used ArcGIS software Hydrology tools in combination with the Stream Profiler tool (Wobus *et al.*, 2006; Whipple *et al.*, 2007) to map the river network, extract river long profiles, and calculate and map the steepness index (k_s) by fitting of a stream power law on individual channel segments. We then performed a *chi* proxy analysis (χ) using the Chi Analysis Tool (Mudd *et al.*, 2014), based on the ‘integral approach’ of Perron and

Royden (2012) and Royden and Perron (2013). Morphological and sedimentological characteristics of the Quaternary deposits were examined in the field.

3.2. Exposure dating using *in-situ* produced terrestrial cosmogenic nuclides

We sampled the abandonment surface of the fan and several alluvial terraces (Figure 1c) for exposure age dating using the *in-situ* produced terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) ^{10}Be and ^{26}Al . We used a depth-profiling technique to assess the time- and depth-dependent *in-situ* production of TCN, except for the abandonment surface of the fan where the sampling depth (< 80 cm) was insufficient for applying this technique. For this surface, an individual age was calculated for each sample.

3.2.1. TCN concentration-depth-profiles

The production rate of TCN ($P(z)$) decreases exponentially with depth in the subsurface:

$$P(z) = P(0) \cdot e^{-\rho z/\Lambda} \quad (1)$$

where $P(0)$ is the surface production rate ($\text{atom g}^{-1} \text{y}^{-1}$), z is the depth below the surface (cm), ρ is the density (g cm^{-3}) and Λ is the attenuation length of muons and neutrons (g cm^{-2}), which limits TCN production to the uppermost few meters of the Earth's surface. The theoretical depth-dependent TCN production curve is well established and the exposure time to cosmic radiation of an outcrop can thus be

determined (Gosse and Phillips, 2001). This approach relies on the assumptions that the studied deposits (1) are derived from the same source, (2) were deposited continuously after a relatively short transport time, and (3) underwent limited post-depositional alteration.

3.2.2. Sampling strategy

We sought to minimize post-depositional disturbance of the depth-dependent TCN production by sampling sites where topographic shielding, erosion, burial, deformation and anthropogenic alteration could be quantified or evaluated as negligible. This assessment is based on observation of morphological, pedological and sedimentary characteristics. The alluvial terraces along the Neste were favoured over those flanking the rivers on the fan because they are broad, flat, well defined and relatively well preserved (Figure 1c). The alluvial terraces were sampled from the surface down to a subsurface depth of 4 m, where possible. We mostly sampled cobbles of quartzite and gneiss to maximize the availability of the target element quartz. No tectonic deformation was observed on any of the studied surfaces. We could not sample the terrace levels *Fv* and *Fy* for cosmogenic nuclide dating due to the lack of suitable outcrops.

3.2.3. Sample preparation

The extraction of the target elements (beryllium and aluminium) from quartz contained in the samples was performed in the ISTERre cosmogenic sample preparation laboratory. The cobbles were first crushed and sieved to extract the 250-500 μm

fraction. From this fraction, quartz was isolated from other mineral phases through repeated leaching using a 2:1 mixture of $\text{H}_2\text{SiF}_6/\text{HCl}$. The quartz separates were then partially dissolved in HF in order to remove potentially remaining atmospheric ^{10}Be ($\geq 30\%$ loss of mass; Kohl and Nishiizumi, 1992). Following the protocol established by Brown *et al.* (1991) and Merchel and Herpers (1999), the samples were then completely dissolved in HF. Further processing involved evaporation and fluoride dissolution, followed by cation and anion exchanges (using resins DOWEX 1x8 and DOWEX 50wx8 100-200 mesh) to isolate the target elements. The prepared samples were finally oxidized before processing by accelerator mass spectrometry at the ASTER AMS facility (LN2C-CEREGE). Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were calibrated against NIST Standard Reference Material 4325 (assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of 2.79×10^{-11} ; Nishiizumi *et al.*, 2007). Aluminium measurements were performed against the standard SM-Al-11 with a $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ ratio of 7.401×10^{-12} . The ^{27}Al concentrations, naturally present in the samples, were measured at the ISTerre laboratory by ICP-AES. Analytical uncertainties include uncertainties associated with AMS counting statistics, AMS external error (0.5%), chemical blank measurement and ^{27}Al measurements (Table A.1).

3.2.4. From cosmogenic nuclide concentrations to exposure ages

We used the Monte Carlo profile simulation technique established by Hidy *et al.* (2010; ^{10}Be profile simulator version 1.2) to model the exposure ages from the TCN concentration-depth profiles. The simulations were run using site-specific parameters, including a site-specific scaling of the neutron-induced spallogenic surface production rate (scaling scheme by Stone, 2000, modified from Lal, 1991) and also involving the

muogenic component of TCN production (Balco et al., 2008; Hidy et al., 2010). The systematic errors related to production rates (3%) and radio-nuclide half-life ($\sim 1\%$; half-life ^{10}Be : 1.387 ± 0.012 Ma; Chmeleff et al., 2010) are included into the uncertainties of the exposure age results. The samples' bulk density is considered relatively constant over depth and an average density of 2.2 ± 0.2 g cm $^{-3}$ is applied for all samples. The effective attenuation length for production by high-energy spallation is set at 160 g cm $^{-2}$ (Balco et al., 2008). We set the upper limit for total erosion at 50 cm in order not to confine the model parameter erosion. Inheritance is allowed to vary between 0 and the lowest nuclide concentration in the samples of the profile. The exposure age was allowed to vary between 0 and 10^6 years for the simulations. The parameter setups used for Monte Carlo simulations are summarized in Table A.2 for each site.

For the top surface of the fan, we were only able to retrieve samples from the topmost 70-cm due to lack of extended natural outcrops. This sample distribution does not allow for a TCN concentration-depth profile to be built. Thus, an individual exposure age was calculated for each sample, taking into account its sampling depth: an equivalent at-depth production rate was calculated following Stone (2000) and included in the calculation of an exposure age (as a modulation of the shielding factor) using the online ^{10}Be and ^{26}Al exposure age calculator CRONUS-Earth version 2.2 (<http://hess.ess.washington.edu/math>).

In all cases, we used a spallogenic production rate at Sea Level High Latitude (SLHL) of 3.87 ± 0.19 at g $^{-1}$ y $^{-1}$ for ^{10}Be and 26.14 ± 1.26 at g $^{-1}$ y $^{-1}$ for ^{26}Al , following the Northeast North America calibration dataset of Balco *et al.* (2009). The muogenic component of TCN production was calculated following the depth dependent curve fit to

muon production published by Balco *et al.* (2008), based on the theoretical production equations of Heisinger *et al.* (2002a; 2002b) and assumes a negligible latitudinal effect on muon flux (Hidy *et al.*, 2010). Analytical uncertainties (see previous section) were propagated through the TCN Monte Carlo parameter simulations (Hidy *et al.*, 2010) and are reported within the uncertainties of the exposure ages. Individual dates directly deduced from TCN concentration computation are reported in $^{10}\text{Be-ka}$ and $^{26}\text{Al-ka}$ in order to allow straightforward correction for future refinements in scaling schemes and production rate computation. Dates deduced from modelling are reported in ka.

3.2.5. Combined use of ^{10}Be and ^{26}Al

Combined analyses of the ^{10}Be and ^{26}Al contents in the same sample is used to constrain complex exposure histories (Lal, 1991; Gosse and Phillips, 2001; Granger and Muzikar, 2001; Dunai, 2010). Burial dating of a surface can be achieved, provided the sediment was exposed to cosmic rays prior to burial, following the technique elaborated by Lal (1991). We used this technique to assess the potentially complex post-depositional history of the abandonment surface of the fan (*Fu* in Figure 1c) and of the upper terrace (*Fw* in Saint-Gaudens site, Figure 1c).

4. Results

4.1. Morphological analysis

4.1.1. Terrace mapping and correlation

Six major Quaternary alluvial surface levels resulting from river entrenchment have been defined in the central Northern Pyrenean foreland (Taillefer, 1952; Icole, 1968; Hubschman, 1975b; 1975c; Bourgeat et al., 1984): the top surface of the Lannemezan fan (F_u) and a staircase of five alluvial terraces (F_v , F_w , F_x , F_y , F_z ; see Figure 1c). We relied on geomorphic indicators like the terrace elevation above river and the scarp height for longitudinal correlations of the different alluvial levels, in particular along the Neste-Garonne valley (Figure 1c).

4.1.2. Morphology of the fan and its river network

The river network flowing radially from the apex of the megafan created wide asymmetrical valleys, leaving alluvial terraces on their west banks through several incision episodes. They have relatively small catchments (< 1000 km²), with no single larger or more incised river that could represent the remnant of the river that fed the megafan prior to abandonment. More likely, the feeding flow was not clearly channelized on the fan but rather distributive with multiple, rapid avulsions over the fan surface. This is suggested by the sedimentology, interpreted as indicating sheet-flow deposits (Hubschman, 1975c). The incising river network would have developed through later headward incision. Projection of the outcrop positions of the Quaternary terraces on the river long profiles reveals increasing slope in the headwaters of the

terraces with decreasing deposition age, suggesting that the concavity of the river has increased through time (Figure 2).

We analysed 29 individual channels of the network incising the fan, calculating steepness index (k_s) and concavity (θ). We normalized the steepness index values (k_{sn}) using the mean concavity value of the river network to be able to compare all the channels. Our results (Figure 3) show that the mean concavity value for the whole network is unexpectedly high (0.7) for an unglaciated, foreland alluvial fan setting. Glacial erosion has been shown to flatten valleys downstream and thus increase concavity (MacGregor et al., 2000; Valla et al., 2011). High concavity values are known in (or at the outlet of) hanging, U-shaped glacial valleys (e.g. Brardinoni and Hassan, 2006). However, no glacial geomorphic markers are known on the megafan and the glaciers most likely remained confined upstream in the mountainous Neste and Garonne valleys (Calvet, 2004).

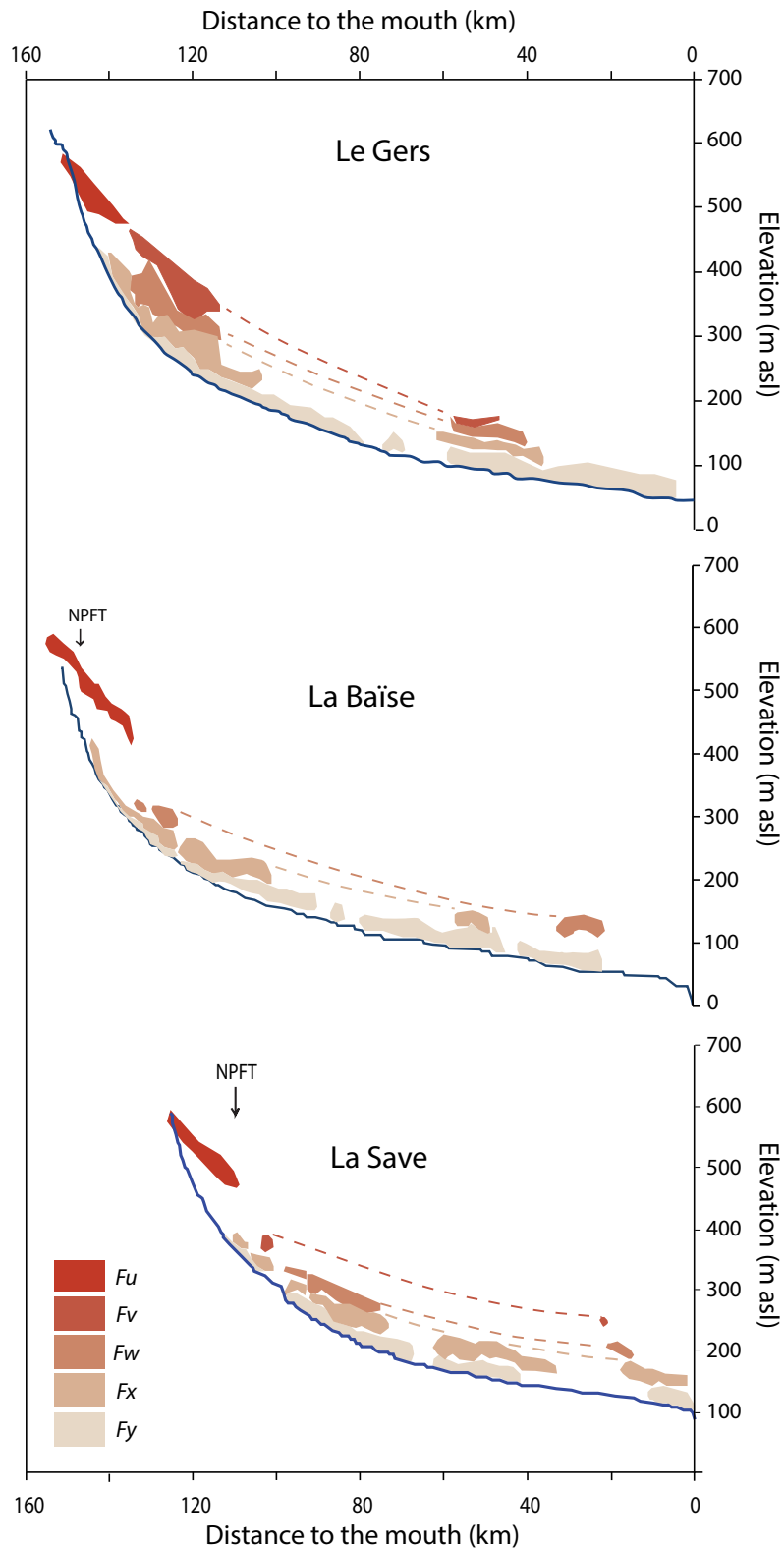


Figure 2 Long river profiles of the Gers, Baïse and Save on the Lannemezan megafan (see Figure 1b for location), positions of the alluvial-terrace outcrops are projected on the profiles (red to grey polygons) and extrapolated where they are not present on geological maps (dashed lines); the position of the North Pyrenean Frontal Thrust (NPFT) is indicated by black arrows.

The mapping of the steepness index throughout the river network incising the fan (Figure 3) does not reveal any clear pattern, such as an alignment of high k_s values that is usually observed in active tectonic settings, or high k_s values at a specific elevation that could have revealed a base-level drop (e.g., Wobus et al., 2006). Moreover, the river long profiles do not show marked knickpoints (Figure 2) that could have resulted from active faulting or folding under the fan. The high k_s values of the Garonne segment on the map are most likely an artifact from setting the reference concavity to a high value that is not appropriate for fitting the profile of this river.

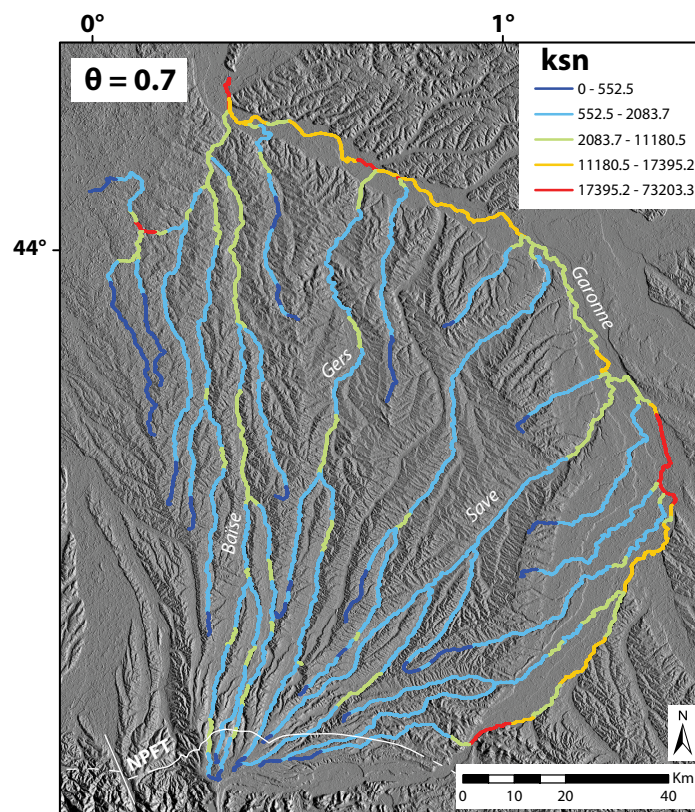


Figure 3 Results of the normalized steepness index analysis (k_{sn}) for a reference concavity of $\theta = 0.7$ mapped over the shaded relief ASTER GDEM V2. NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust

4.1.3. River network reorganization through captures

Figure 4 maps the value of the χ proxy that aims at revealing the dynamic state of river networks, providing quantitative insights on the horizontal motion of drainage divides (Perron and Royden, 2012; Royden and Perron, 2013; Willett et al., 2014). The collinearity test (Perron and Royden, 2012; Mudd et al., 2014) did not provide sufficient constraints on the optimal m/n ratio. This could be due to the fact that the river network crosses contrasting geologic domains (mountain range and foreland basin). We choose to use a m/n value of 0.7 in accordance with the analysis of the fan channel network (see previous section) and because it is in the range of most likely m/n values resulting from the test for the main channel (minimum cumulative AICc in Mudd et al., 2014; 0.65 to 0.95 for the Garonne).

As demonstrated by Willett *et al.* (2014), assuming constant tectonic forcing and homogeneous rock properties, rivers across a water divide tend to reach a geometric equilibrium where they should have the same χ value and any disequilibrium is corrected by motion of the divide in the direction of the larger χ . The contrasting χ values in the southern part of the Lannemezan megafan, near its apex, thus imply that the drainage divide between the Neste/Garonne system and the fan river network is moving northward, eroding into the fan.

There is no along-course jump in the χ value elsewhere in the area that could have shown a potential past or imminent capture site. Likewise, we do not detect evidence for the aforementioned capture of the Neste by the Garonne in this analysis.

The profiles in χ -elevation space are clearly divided in two groups, with the rivers incising the fan showing much shallower slopes (Figure 4b). This scatter is expected in areas of such contrasted geological setting (tectonic, lithological and structural disparities between the foreland and the range). The steepening of the other profiles corresponds to lithological changes as the rivers cross the Pyrenean front or the foothills of the Montagne Noire and Massif Central to the east.

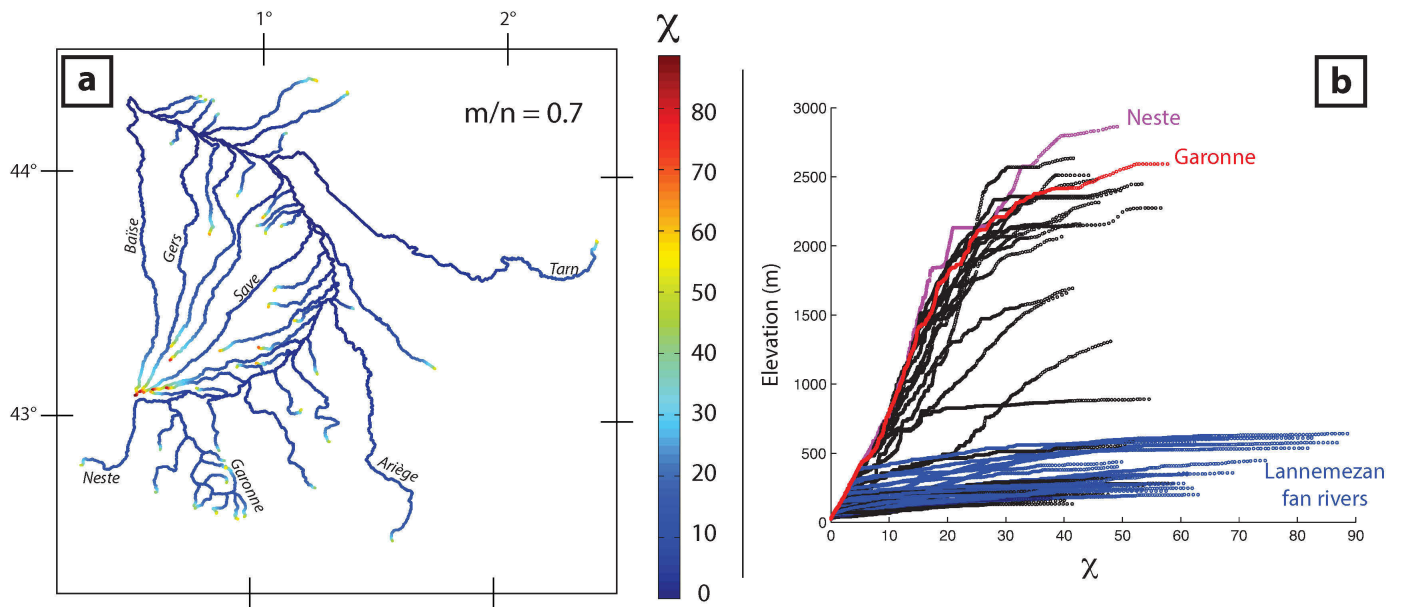


Figure 4 (a) Map of the stream network of the central Northern Pyrenean range and foreland in the Lannemezan megafan area, channels coloured by χ value for $m/n = 0.7$. (b) Plot of the χ -elevation profiles for a m/n ratio of 0.7.

4.2. Exposure dating results

4.2.1. Upper fan surface (Fu)

The top surface of the Lannemezan fan was sampled southwest of the town of Lannemezan (Figure 1c and Figure 5). There, the surface is situated 100 m above the present day riverbed of the Neste and dips 0.5° to the north. Incision by a small stream has created an outcrop that reveals rounded quartzite and granite cobbles and boulders of up to 70 cm in diameter, scattered in a fine clay-and-sand matrix and covered with ~50 cm of silty loess. Five quartzite cobbles were collected over a depth range of 5-70 cm for ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating. The abandonment age of the surface was estimated using the online exposure age calculator CRONUS-Earth, yielding ages ranging from 40.8 ± 2.6 to 340.9 ± 21.4 ^{10}Be -ka (from ^{10}Be analysis) and from 31.1 ± 2.3 to 292.7 ± 19.4 ^{26}Al -ka (from ^{26}Al analysis; Table A.3).

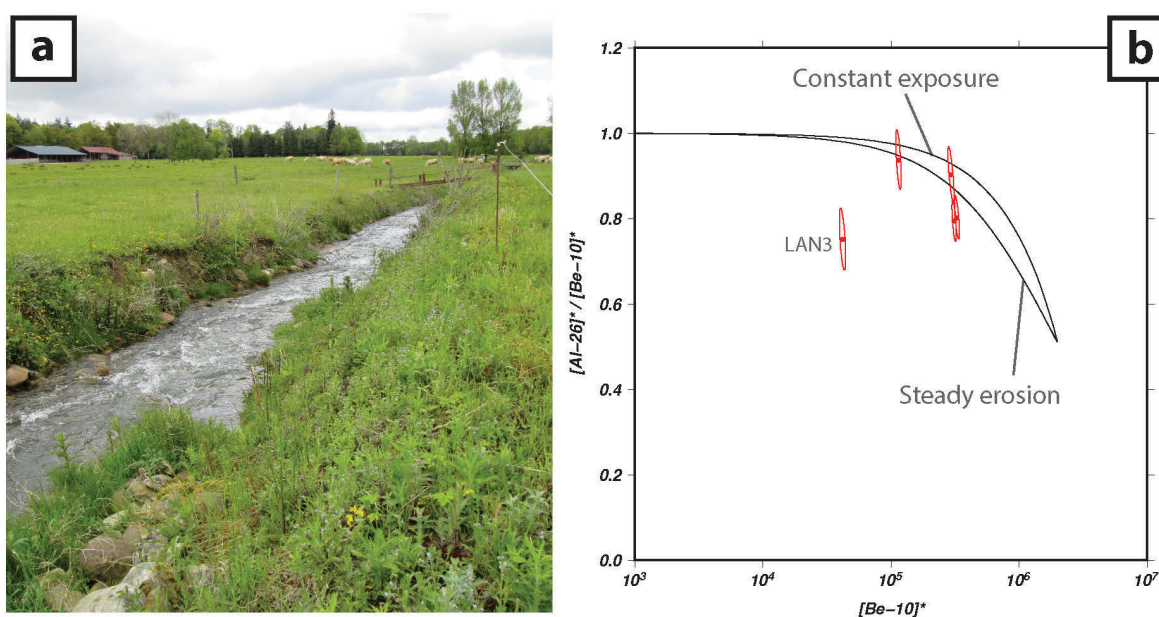


Figure 5 (a) Sampling site (LAN) of the abandonment surface of the Lannemezan megafan Fu (see Figure 1c and Table A.1 for location). (b) Burial dating plot of LAN samples showing the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio and ^{10}Be concentration in the samples; plot realized on CRONUS online calculator, production parameters from the text were used. Quartz grains with no burial history should plot between the 'constant exposure' and 'steady erosion' lines as defined by Granger and Muzikar (2001).

We choose to exclude samples LAN3 and LAN5 as they record anomalously young ages that cannot reflect the abandonment age of the fan. The mean age given by the three other samples is 322.3 ± 20.2 ka from ^{10}Be analysis and 283.9 ± 18.7 ka from ^{26}Al analysis. As the surface has been used for agriculture for centuries, we should take into account possible reworking of the surface, probably leading to artificial re-exposition of the shallowest samples. This phenomenon would result in a possible over-estimation of the individual TCN production rate and therefore the proposed ages are minimum estimates. Joint analysis of the ^{10}Be and ^{26}Al measured concentrations yields information on the post-depositional history of the surface. In the normalized $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ versus normalized ^{10}Be space, the samples plot in or very close to the no-burial domain (Figure 5b, except for sample LAN3 which was excluded from the analysis), suggesting that the abandonment surface of the fan has undergone no significant burial since its deposition and abandonment. Therefore, we suggest that 280-320 ka is a good estimate for the abandonment age of the fan.

4.2.2. The Neste-Garonne terrace staircase

- **Fw terrace, Escala site**

We sampled terrace *Fw* on its riser, at the south-eastern end of the village of Escala. The terrace surface lies 42 m above the Neste River. The outcrop is densely vegetated and shows unsorted rounded quartzite, granite and carbonate pebbles of up to 20 cm in diameter, and gravels in a light brown clay-and-sand matrix. Although the precise stratigraphy was hardly distinguishable, a general upward fining trend was noticed. Anthropogenic disturbance may be expected at least over the topmost 40 cm of

the surface, considering that the outcrop is very close to agricultural fields. The two surface samples show significantly different ^{10}Be concentrations, precluding a single solution for fitting of the theoretical concentration-depth profile. We therefore excluded sample ESC-1b from the analysis, as its low ^{10}Be concentration suggests that the sample is not in its original position. Further attempts to model the concentration-depth profile of the remaining four samples proved unsuccessful; we therefore also excluded sample ESC-2 as its markedly high TCN concentration could be due to pre-exposure history. The simulation on the remaining three samples (cf. Table A.2 and Figure A.1) yielded a most probable exposure age of $85.4_{-9.0}^{+32.3}$ ka for a minimum of 100,000 solutions ($\chi^2_{\text{cut-off}} = 5$). The associated surface erosion rate was estimated at 0.28 cm ky^{-1} and the ^{10}Be inheritance at $8,600 \text{ at g}^{-1}$.

- **Fw terrace, Saint-Gaudens site**

We sampled the same terrace level 25 km downstream at Saint-Gaudens, below the confluence of the Neste and Garonne rivers. A large part of the city of Saint-Gaudens is built on terrace *Fw*, 40 m above the current Garonne riverbed. We sampled quartzite and granite pebbles from the vertical west-facing terrace riser for ^{10}Be and ^{26}Al concentration-depth profiles, to a subsurface depth of 2.5 m. The outcrop has a vertical extent of about 3 m and shows clear sorting of the material. The lowest 2 m consist in a clast-supported conglomerate, grading upward into a matrix-supported deposit, with numerous rounded pebbles and boulders (up to 30 cm in diameter) of quartzite, weathered granite, and carbonate in a fine-sand matrix with preserved sedimentary structures. Above this level, pebbles are smaller (up to 10 cm) and scarcer in a fine-sand

matrix; the top 25 cm is a mixed anthropogenic unit of varied small pebbles in an organic-rich matrix. The model was unable to fit a theoretical production curve to the dataset with the presented parameters, so we excluded samples 1, 2 and 3 from the analysis. The high ^{10}Be and ^{26}Al concentrations recorded in these samples are most likely inherited from pre-exposure of these samples. Subsequent runs of the model without those outliers successfully provided a minimum of 100,000 solutions ($\chi^2_{\text{cut-off}} = 5$), yielding a most probable exposure age for ^{10}Be of $116.2^{+115}_{-36.4}$ ka. The associated surface erosion rate was calculated at 0.24 cm ky^{-1} and the ^{10}Be inheritance estimated at $50,700 \text{ at g}^{-1}$. For ^{26}Al , the most probable exposure age is $104.0^{+145.6}_{-42.2}$ ka. The associated surface erosion rate was calculated at 0.28 cm ky^{-1} and the ^{26}Al inheritance estimated at $25,560 \text{ at g}^{-1}$ (cf. Table A.2, Figure A.2). Plotting of the samples in the normalized $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ versus normalized ^{10}Be space suggest that this surface has undergone very little erosion since its deposition and abandonment (Figure A.2).

- **Fx terrace, Bizous site**

The lower Neste terraces are best preserved on the right bank of the river and we took advantage of a construction site in the village of Bizous to sample a relatively fresh outcrop (Figure 6) of matrix-supported conglomerate with a general upward fining of the material and cross-cutting channels containing larger, rounded pebbles. A dark percolation horizon is developed above a clayey lens at about 275 cm below the surface.

We sampled five granite and one quartzite pebbles, from surface to a subsurface depth of 400 cm, for a ^{10}Be concentration-depth profile, but samples BIZ-2 and 5 were

not suitable for ^{10}Be measurements. The simulation on the remaining four samples yielded a most probable exposure age of $19.7^{+6.9}_{-4.9}$ ka, a surface erosion rate of 1.84 cm ky^{-1} and a ^{10}Be inheritance of $17,900 \text{ at g}^{-1}$, modelled for a minimum of 100,000 solutions ($\chi^2_{\text{cut-off}} = 10$) and including all samples (cf. Table A.2, Figure 6).

We also sampled charcoal for ^{14}C dating about 10 cm above the dark clayey horizon. However, the very young age resulting from this analysis ($6,660 \pm 90 \text{ yr BP}$) likely points to contamination, possibly related to percolation processes or to anthropogenic disturbance, and is not considered valid here.

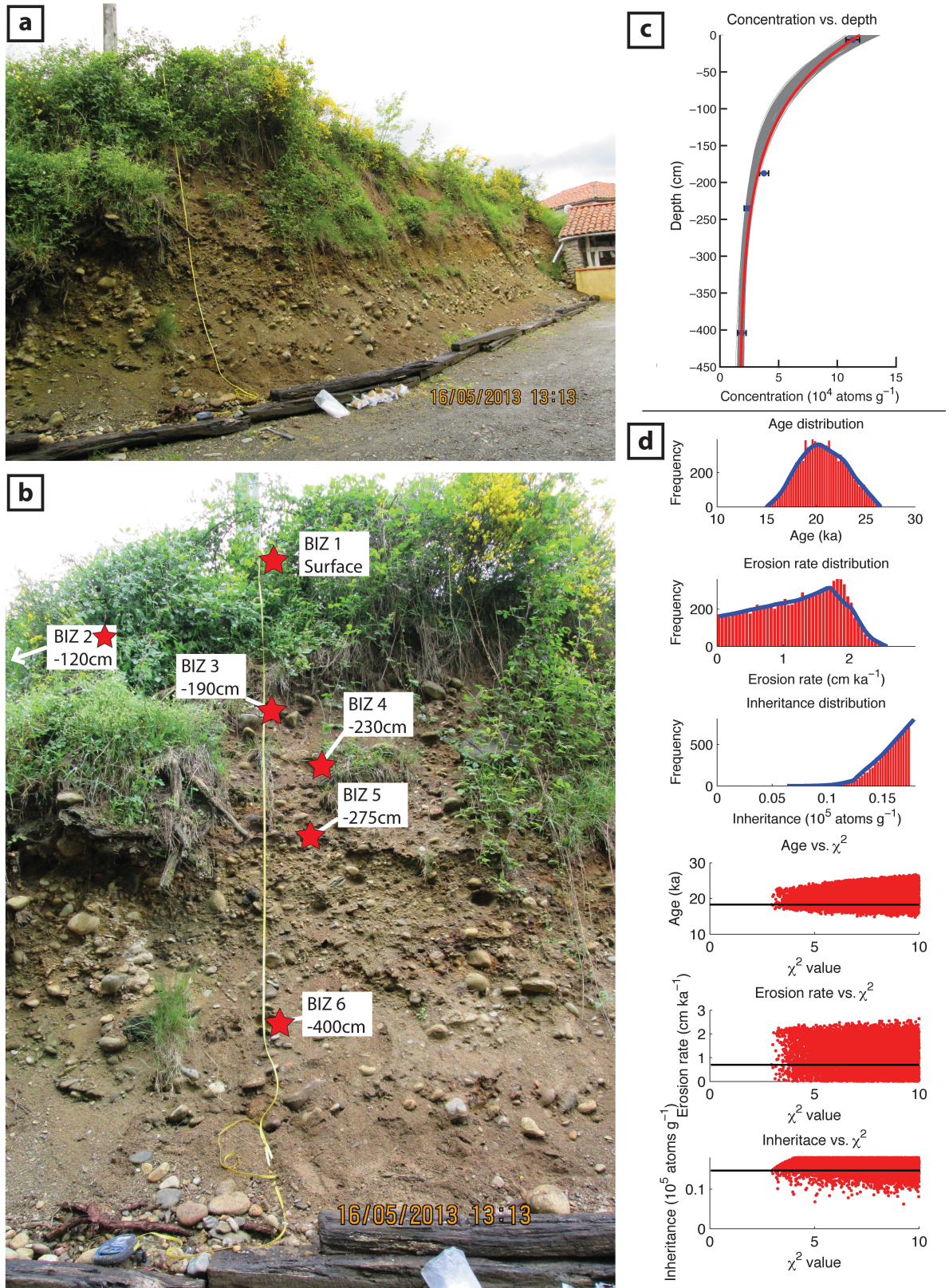


Figure 6 (a) Sampling site of surface F_x at Bizous (see Figure 1c and Table A.1 for location). (b) Position of the TCN concentration-depth profile samples on the terrace riser. (c) Results of the Monte-Carlo concentration-depth profile simulation; 2σ profile solution spaces (grey) and best fit (red); modelled samples (blue circles) and associated uncertainties (errorbars). (d) Distribution of results for the 2σ age, erosion rate, and inheritance solution spaces. Solid black lines indicate the lowest chi-square value. Statistics are given in Table A.2

- **Fz terrace, Tuzaguet site**

Situated only a few meters above the Neste riverbed, this recently abandoned alluvial terrace level consists of the same material as the above terraces, with upward fining deposits of rounded pebbles and gravels in a sand and clay matrix, but mostly unaltered and with a greyer tint. It is well preserved on both sides of the river and outcrops near the village of Tuzaguet along an artificial, dammed canal. We sampled seven granite and one quartzite pebbles, from the surface to a subsurface depth of 370 cm, among which five samples were suitable for ^{10}Be measurement. We removed sample TUZ-3 from the dataset as its ^{10}Be concentration appears anomalously high with regard to that of the other samples. The remaining four samples were successfully modelled (cf. Table A.2, Figure A.3) for a minimum of 100,000 solutions ($\chi^2_{\text{cut-off}} = 5$); the simulation resulted in a most probable exposure age of $1.0^{+2.6}_{-0.7}$ ka, a surface erosion rate of 60 cm ky^{-1} and a ^{10}Be inheritance of 6,800 at g^{-1} .

5. Discussion

5.1. Chronology of Quaternary surface abandonment

Our combined $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ data from the abandonment surface (Figure 5b and Figure A.2) imply that the megafan underwent little to no burial after deposition of the last Quaternary layer (*Fu*) and the modelled erosion rates suggest that the surfaces have remained relatively preserved since their abandonment. The chronology of Quaternary incision episodes based on our new exposure-age constraints shows that the current morphology of the Northern Pyrenean foreland was recently acquired. The ages of abandonment of the Quaternary surfaces are much younger than the traditionally assumed early Quaternary ages (Hubschman, 1975b; 1975d). This finding is consistent with earlier results from the Alpine foreland of SE France, where quantitative ages of alluvial surfaces were also much younger than the classical correlations suggested (Brocard et al., 2003).

Our chronological constraints on the incision history (Figure 7) suggest a strong link with climatic transitions. The abandonment of the top surface of the fan coincides with the sharp climatic transition to Marine Isotope Stage (MIS) 9 at around 300 ka as defined by Lisiecki and Raymo (2005). Such a sharp cold-to-warm transition would have drastically changed the sediment dynamics in the source river, which would have rapidly evolved from distributive sheet-flow behaviour to a narrow incising stream. This first stage of entrenchment also corresponds to the capture of the Neste by the Garonne, as all following incision episodes left correlated and continuous terrace levels along the two rivers. Correlated terrace levels also occur along the rivers incising the fan itself. We were not able to evidence this capture through the use of the χ proxy; this is probably

due to the lithological and tectonic contrasts between the range and the foreland that renders interpretation of the χ pattern ambiguous. In any case, the drainage arrangement, with the sharp change in direction of the Neste at the mountain front, clearly argues for capture.

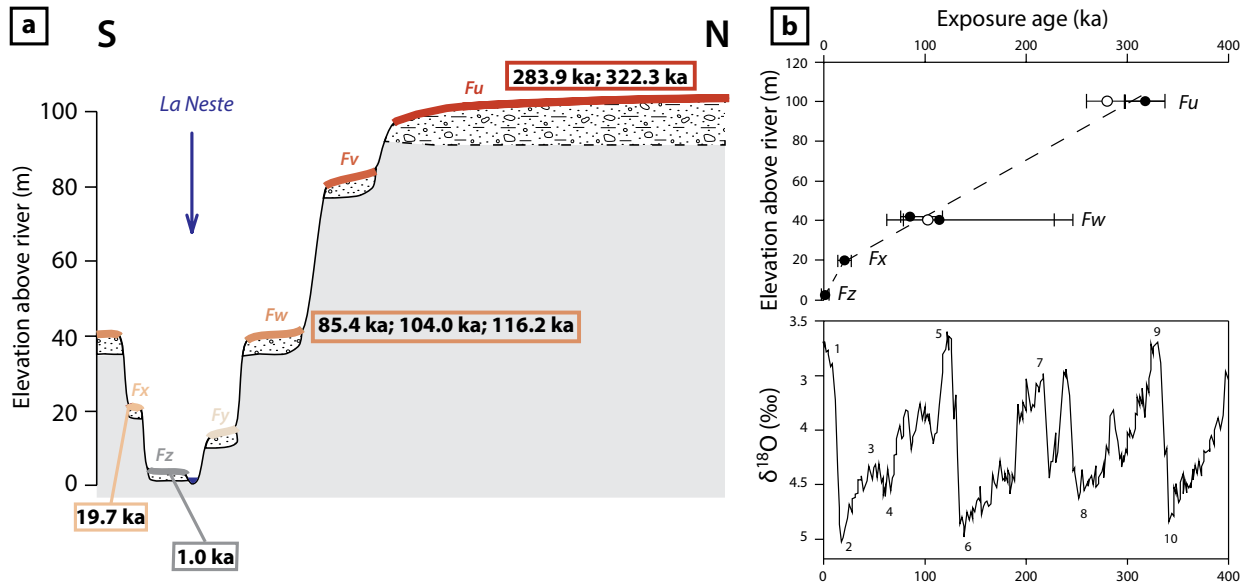


Figure 7 (a) Schematic cross-section across the Neste River near the apex of the fan, TCN surface exposure ages are reported for the abandonment surface of the fan and sampled alluvial terraces. (b) (Top) Elevation of the surfaces above the current riverbed versus exposure ages (black: ^{10}Be ; white: ^{26}Al). The inferred increase in incision rate at Holocene times is indicated by the break in slope of the dashed line. (Bottom) The LR04 benthic $\delta^{18}\text{O}$ stack constructed by the graphic correlation of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records by Lisiecki and Raymo (2005). Marine Isotopic Stages (MIS) are labelled for correlation with the surface exposure ages of the alluvial surfaces in the top panel.

Terrace *Fw* was sampled in two sites, yielding concordant ages (Escala site, $85.4^{+32.3}_{-9.0}$ ka and Saint-Gaudens, $116.2^{+115}_{-36.4}$ ka and $104.0^{+145.6}_{-42.2}$ ka) that can be related to MIS 5 (the uncertainty in the ages does not allow discriminating between a correlation with the onset or the end of this stage). By interpolation, the incision episode responsible for the abandonment of the upper, undated terrace *Fv* that lies ~80 m above the riverbed, can be tentatively correlated to the MIS 8 to 7 shift.

Stange *et al.* (2014) dated the abandonment of a terrace (T6) that correlates with terrace *Fx* at $13.1^{+6.7}_{-3.9}$ to $14.6^{+9.6}_{-4.3}$ ka; our own dating of this terrace level at the Bizous site ($19.7^{+6.9}_{-4.9}$ ka), is consistent with theirs. The abandonment of this surface can be related to the end of MIS 2 (Figure 7). Although the exact timing of maximum ice extent remains disputed (see discussion in section 2.3), rapid deglaciation occurred from the end of the global LGM as evidenced by a number of studies across the range (see compilation by Calvet *et al.*, 2011). In the north-facing catchments of the Pyrenees, although glaciers persisted after the LGM (i.e. after 19 ka; Mix *et al.*, 2001), recessional moraine sequences in the Ariège basin (Delmas, 2009; Delmas *et al.*, 2011) record the changing dynamics that could be responsible for an episode of incision in the downstream valleys, leading to the abandonment of terrace *Fx*. Similarly, Delmas *et al.* (2015) dated the abandonment and incision of correlated glaciofluvial surfaces in the upper Ariège basin (Montgaillard site, 437m asl) at $17.5^{+2.0}_{-3.5}$ ka, i.e. during the post-LGM cold-to-warm transition. More distal profiles gave younger ages ($13.0^{+3.5}_{-0.5}$ ka at Cintegabelle site, 208 m asl) which could be the result of the downstream propagation of the climate-induced incision wave (Delmas *et al.*, 2015). Similarly, downstream propagation of incision could explain the slightly older (although overlapping) age we obtain for terrace *Fx* along the Neste River, when compared to Stange *et al.*'s (2014) exposure ages of the same terrace at two sites along the Garonne River, respectively 20 km and 70 km downstream.

The inherited TCN content of the Saint-Gaudens samples (50,700 at g^{-1}) is noticeably higher than that of the other modelled profiles; this difference could be due to the fact that the sampling site is situated 25 km downstream from the other sites (i.e.,

longer distance from the source). More likely however, since the site is situated downstream from the confluence of the Neste and Garonne rivers, the source of the pebbles sampled in Saint-Gaudens could be different than that of the other samples (i.e. Garonne versus Neste watersheds). The inherited TCN content at Saint-Gaudens is comparable to that of the samples of Stange *et al.* (2014), collected along the Garonne River.

The lowest alluvial surface (*Fz*, Tuzaguet site), 3 meters above the current riverbed, was dated at $1.0^{+2.6}_{-0.7}$ ka, although it should be noted that the fit solution for this profile is poorly constrained. The time span since abandonment of this terrace is shorter than the transient response time of rivers to a catastrophic flooding event that would remobilize its sediments (e.g. Hancock and Anderson, 2002). On the other hand, deforestation and the development of agriculture may have increased the erodability of hillslopes and therefore sediment flux. In this context, the modified fluvial dynamics could have led to the abandonment and incision of this surface (e.g. Knox, 1977; Carcaillet *et al.*, 2009).

Overall, the long-term averaged Quaternary incision rate recorded by these alluvial terraces appears fairly constant at around 0.3 mm y^{-1} , with an increase since the last millennia to 0.9 mm y^{-1} that could be related to the increase in sediment supply due to anthropogenic impact on the landscape evolution (Figure 7).

5.2. Controlling factors on the long-term incision of the Northern Pyrenean foreland

A major modification of the drainage configuration occurred during the Quaternary in the northern Pyrenean foreland. The onset of the incision episodes that produced the terrace staircase seems to be related to major climatic transitions (as discussed in the previous section) as had been recognized elsewhere in the range (see section 2.4). But what drove the long-term entrenchment of the river network in the foreland deposits?

The relative importance of autogenic and allogenic controls on landscape evolution has been debated in a number of modelling studies (e.g. Muto and Swenson, 2006; Kim and Muto, 2007; Nicholas and Quine, 2007; Nicholas et al., 2009) but remains a particularly challenging question to decipher in natural settings. On alluvial fans, numerical and experimental modelling mostly showed short-term, localized incision episodes followed by backfilling and avulsion as the flow dynamics oscillates between unstable channelized flow and sheet-flow styles (e.g. Schumm et al., 1987; Whipple et al., 1998). In their experimental setup reproducing an alluvial fan, Nicholas *et al.* (2009) observed a reduction of the number of the channels on the fan, until the system becomes dominated by a single channel that can be entrenched at the apex and periodically produce terraces. However, avulsion continues in the middle and lower fan areas, sometimes associated with deposition (Nicholas et al., 2009). Pepin *et al.* (2010), who obtained similar results in their own simulation, point however out that comparison to natural cases is not straightforward, as the model take into account neither flow-

widening processes nor temporal changes in the boundary conditions (sediment flux and calibre, [flexural] subsidence, etc.).

In the Northern Pyrenean foreland, autogenic processes allowed the growth of the megafan and probably contributed to the migration of the Neste River to its present position. However, the capture of the feeding channel by the Garonne River and the subsequent prolonged, fan-wide entrenchment of the river network must have been influenced by external controls. We argue that the sharp cold-to-warm climatic transition at the onset of MIS 9 would have triggered a decrease in the input sediment flux, changing the drainage morphology and increasing significantly the incision power (Hancock and Anderson, 2002). Thus, even if autocyclic processes of the fan evolution could have been involved in the abandonment of the fan, climatic change must have played a key role in enhancing, if not triggering, the entrenchment of the river network.

Wobus *et al.* (2010) showed that fluvial incision driven by a cold-to-warm climatic change (and thus caused by an increase in discharge) is characterized by a downstream migrating incision wave and a decrease in channel gradient. Thus, if the Quaternary climatic changes are responsible for the incision episodes that left the terrace staircase, they cannot explain the increase in channel concavity through time that we observe on the fan river network (Figure 2) and that necessitates a headward incision mechanism. The systematic asymmetry observed in the channel cross-sections, including terraces on the west banks and steeper smooth slopes on the east banks may also reveal a more complex mechanism at play.

Stange *et al.* (2014) attribute the diversion of the northern foreland streams to a differential tectonic uplift with an uplift axis situated under the Lannemezan megafan, which could also explain the formation of markedly asymmetric incised valleys. They invoke the renewed uplift and fault activity since Pliocene times identified by Vergés *et al.* (2002) and Lewis *et al.* (2000), but this dynamics was described by these authors in the eastern tip of the range and adjacent Catalan Coastal Range, which are clearly a different entity when considering recent tectonics (Lacan and Ortuño, 2012; see section 2.2). There is no evidence, either from geodetic or seismicity data, for vertical differential movement between the range and the foreland that could create the uplift of the Lannemezan area described by Stange *et al.* (2014).

We propose that the increasing concavity of the rivers through time could result from basin-wide northward tilting, produced by flexural isostatic rebound in response to increased erosion rates in the range during Quaternary times. Numerical modelling by Tucker and van der Beek (2012) argues for increased erosion resulting from glaciation in the Pyrenees in Pliocene to Quaternary times. This long-wavelength movement would affect the range and its foreland as a whole, and does not require differential movements on vertical faults of the northern front. A similar hypothesis has been proposed by Champagnac *et al.* (2008) to explain the abandonment and tilting of the Valensole and Chambaran alluvial megafan surfaces in the foreland of the western Alps.

In periglacial settings, the asymmetry of east-west trending valleys has often been explained by solar exposure-related processes (e.g. Long and Stoker, 1986; Poulos *et al.*, 2011). The topography induces a difference in surface temperatures and abundance of

meltwater between the north and south flanks of a valley, which results in differences in bedrock damage rate and regolith transport efficiency (Anderson et al., 2012). In the Northern hemisphere, south-facing slopes will thus tend to experience increased degradation, forcing northward migration of the water divide and creating short, steep north-facing slopes and long, shallow south-facing slopes (Anderson et al., 2012).

In the north-south trending valleys of the central Northern Pyrenean foreland, the prevailing effect could be due to the regional climatic pattern, rather than solar exposure. The prevailing westerly wind would favour the accumulation of snow on lee (east-facing) slopes where the greater quantity of melt-water would thus enhance damage on these slopes, leading to the apparent eastward divergence of the streams.

6. Conclusions

The central Northern Pyrenean foreland provides a remarkable record of the post-orogenic evolution of the region. A prolonged period of deposition and aggradation governed by autogenic fluvial processes led to the construction of the Lannemezan megafan at the outlet of the Neste River during the Miocene and Pliocene. At around 300 ka, in relation with the climatic shift to MIS 9 (Lisiecki and Raymo, 2005), a major change in the fluvial dynamics (decrease in the input sediment flux and significant increase in the incision power at a cold-to-warm climatic transition; Hancock and Anderson, 2002) and drainage network pattern (capture of the feeding Neste River by the Garonne) led to the abandonment of the Lannemezan megafan and entrenchment of the rivers. The Neste and Garonne rivers deeply incised the megafan apex and an

extensive river network developed on the fan itself by regressive headward incision. The incision was episodic and primarily driven by the Quaternary climatic cycles (alternating glacial and interglacial periods), as demonstrated by cosmogenic nuclide surface-exposure dating of the terrace staircase along the Neste and Garonne river system. However, analysis of the river and terrace morphologies reveals increasing concavity of the river profiles with time, suggesting that incision may be influenced by large-scale tilting of the region. We suggest that this tilting results from flexural isostatic rebound of the range and foreland in response to increased glacial erosion in the range, a mechanism that had been evidenced in a similar context in the Alps (Champagnac et al., 2008). The marked asymmetry of the river valleys on the fan (steep west-facing slopes contrasting with shallow, terrace-bearing, east-facing slopes) could result from hillslope processes under the influence of the regional climatic pattern characterized by dominant westerly winds.

More generally, this study contributes to the effort towards a better understanding of the role of external (tectonic, climatic) factors on landscape evolution. The combined use of morphometric tools and TCN surface-exposure dating on alluvial surfaces provides key information on the river network evolution. Fluvial megafans are particularly appealing geomorphologic features; because they hold a critical position in the sediment routing system, they are particularly sensitive to changes in external forcing and they also record autogenic modifications of the fluvial dynamics. However, strong coupling of mountain ranges with their forelands has been demonstrated (Allen & Densmore, 2000; Castelltort & Van Den Driessche, 2003; Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005). Further work should therefore include the interactions between the specific dynamics of fluvial megafans (that alternate between sheet-flow and

channelized flow) and that of the mountain range, to better constrain the relative importance of autogenic versus allogenic processes on landscape evolution.

Acknowledgments

This study was supported by French National Research Agency (ANR Project PYRAMID, ANR-11-BS56-0031).

References

- Alasset, P.-J., Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrenees (France): Paleoseismic evidence for late Holocene ruptures. *Tectonophysics* 409, 39–54.
- Allen, P.A. & Densmore, A.L., 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research* 12, 367-380.
- Anderson, R.S., Anderson, S.P., Tucker, G.E., 2012. Rock damage and regolith transport by frost: an example of climate modulation of the geomorphology of the critical zone. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 299–316.
- Andrieu-Ponel, V., Hubschman, J., Jalut, G., Herail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs ; application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Quaternaire* 25, 55–67.
- Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I., 2012. GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophysical Journal International* 190, 913–921.
- Assine, M.L., 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 70, 357–371.
- 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(4), 301-304.
- Balco, G., Briner, J., Finkel, R.C., Rayburn, J.A., Ridge, J.C., Schaefer, J.M., 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology* 4, 93–107.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174–195.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research* 105, 8121–8145.
- Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.M., 2006. The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience* 12, 247–273.
- Bonnet, S., Carretier, S., Christophoul, F., 2014. Dynamique des réseaux hydrographiques et morphologie du piedmont nord-pyrénéen. 24ème Réunion des Sciences de la Terre, 27-31 octobre 2014.
- Bourgeat, F., Icole, M., Revel, J.C., 1984. Les terrasses alluviales dans les Petites-Pyrénées et l'avant-pays molassique : les conditions de leur mise en place. *Quaternaire* 21, 60–66.
- Brardinoni, F., Hassan, M.A., 2006. Glacial erosion, evolution of river long profiles, and the organization of process domains in mountain drainage basins of coastal British Columbia. *Journal of Geophysical Research* 111, F01013.
doi:10.1029/2005JF000358
- Bridgland, D., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285–315.
- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L. and Mugnier, J.-L., 2003. Long-

- term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209, 197-214.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283.
- Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature* 357, 680–682.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, pp. 119–128.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourles, D., 2011. Recent Advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees, 1st ed, *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Elsevier Inc, pp 127-139.
- Carcaillet, J., Mugnier, J.L., Koçi, R., Jouanne, F., 2009. Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. *Quaternary Research* 71, 465–476.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research* 17, 361–381.
- Castelltort, S. & Van Den Driessche, J. (2003) How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology* 157, doi:10.1016/S0037-0738(03)00066-6.
- Champagnac, J.-D., van der Beek, P., Diraison, G., Dauphin, S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova* 20, 213–220.
- Chen, Y.-G., Chen, W.-S., Wang, Y., Lo, P.-W., Liu, T.-K., Lee, J.-C., 2002. Geomorphic evidence for prior earthquakes: Lessons from the 1999 Chichi earthquake in central Taiwan. *Geology* 30, 171–174.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics* 510, 239–251.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 192–199.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 20, 143–158.
- Choukroune, P., ECORS-Pyrenees Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23–39.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoana, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research* 22, 904–917.
- 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.
- DeCelles, P.G., Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1915–1334.
- Delmas, M., 2009. Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. (PhD thesis) Université Panthéon-Sorbonne-Paris I.
- Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Guillou, V., Calvet, M., Bourles, D., ASTER Team, 2015. Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change* 132, 39–53.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourles, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109–122.
- Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, VI, 295–306.
- Dubreuilh, J., Capdeville, J.-P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.-P., Simon-Coincon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France* 4, 3–26.
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, UK.
- Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research* 24, 418–436.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 157–170.
- Garcia-Castellanos, D., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research* 108, 2347.
- Garcia-Castellanos, D., Larrasoana, J.C., 2015. Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology* 43 (in press), doi:10.1130/G36673.1.
- Gibbard, P.L., Lewin, J., 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics* 474, 41–55.
- Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research* 19, 323–334.
- Godard, V., Tucker, G.E., Burch Fisher, G., Burbank, D.W., Bookhagen, B., 2013. Frequency-dependent landscape response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters* 40, 859–863.

- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 269–281.
- Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 302–313.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11–14.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin* 114, 1131–1142.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 345–355.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 357–369.
- Hidy, A.J., Gosse, J.C., Pederson, J.L., Mattern, J.P., Finkel, R.C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q0AA10. doi: 10.1029/2010GC003084.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research* 8(1), 29–44.
- Hubschman, J., 1975a. I. — Modelés et formations quaternaires du terrefort molassique, au Sud de Toulouse. *Quaternaire* 12, 125–136.
- Hubschman, J., 1975b. II.— Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution. *Quaternaire* 12, 137–147.
- Hubschman, J., 1975c. Le Plateau de Lannemezan. *Quaternaire* 12, 207–209.
- Hubschman, J., 1975d. Conclusion : Evolution pédo-géochimique et interprétation paléobioclimatique de piémont quaternaire garonnais. *Quaternaire* 12, 211–216.
- Icole, M., 1968. Le Quaternaire de la Gascogne gersoise méridionale : les limons, leur âge et premiers aperçus sur leur pédologie. *Quaternaire* 5, 297–313.
- Jalut, G., Marti, J.M., Fontugne, M., Delibrias, G., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the Northern and Southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews* 11, 449–480.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26, TC5007. doi: 10.1029/2006TC002080

- Jones, S.J., 2002. Transverse rivers draining the Spanish Pyrenees: large scale patterns of sediment erosion and deposition. *Geological Society, London, Special Publications* 191, 171–185.
- Jones, S.J., Frostick, L.E., Astin, T.R., 1999. Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London* 156, 761–769.
- Kim, W., Muto, T., 2007. Autogenic response of alluvial-bedrock transition to base-level variation: Experiment and theory. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S14. doi:10.1029/2006JF000561
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54–75.
- Knox, J.C., 1977. Human impacts on Wisconsin stream channels. *Annals of the Association of American Geographers* 67, 323–342.
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583–3587.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Pyrenees: A review. *Journal of Iberian Geology* 38, 9–30.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Latrubesse, E.M., 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth Science Reviews* 146, 1–30.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289–292.
- Lewis, C.J., Vergés, J. and Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. *Tectonics*, 19, 86–102, doi: 10.1029/1999TC900056.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141–152.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 180 records. *Paleoceanography* 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
- Long, D., Stoker, M.S., 1986. Valley asymmetry: Evidence for periglacial activity in the Central North Sea. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 525–532.
- MacGregor, K.R., Anderson, R.S., Anderson, S.P., Waddington, E.D., 2000. Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology* 28, 1031–1034.
- Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S., 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* 21, 1633–1641.

- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G.M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F., Huichuan, Y., 1994. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the North flank of the Tien Shan, China. *The Journal of Geology* 102, 583–602.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33, 2283–2314.
- Mudd, S.M., Attal, M., Milodowski, D.T., Grieve, S.W.D., 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* 119, 138–152.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, pp. 235–246.
- Muto, T., Swenson, J.B., 2006. Autogenic attainment of large-scale alluvial grade with steady sea-level fall: An analog tank-flume experiment. *Geology* 34, 161.
- Nicholas, A.P., Clarke, L., Quine, T.A., 2009. A numerical modelling and experimental study of flow width dynamics on alluvial fans. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1985–1993.
- Nicholas, A.P., Quine, T.A., 2007. Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. *Geology* 35, 527–530.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403–413.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourles, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963.
- Paris, J.-P., 1975. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1054 Montréjeau. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Pazzaglia, F., 2010. Fluvial Terraces. In: Wohl, E.E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, pp. 379–412.
- Pazzaglia, F. J., 2003, Landscape evolution models. In: Gillespie, A. R., Porter, S. C., and Atwater, B. F. (Eds.), *The Quaternary Period in the United States*: Amsterdam, Elsevier, p. 247-274, doi:10.1016/S1571-0866(03)01012-1.

- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., 1993. Fluvial terraces of the lower Susquehanna River. *Geomorphology* 8, 83–113.
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing. *Geomorphology* 122, 78–90.
- Perron, J.T., Royden, L., 2012. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 570–576.
- Podgorski, J.E., Green, A.G., Kgotlhang, L., Kinzelbach, W.K.H., Kalscheuer, T., Auken, E., Ngwisanyi, T., 2013. Paleo-megalake and paleo-megafan in southern Africa. *Geology* 41, 1155–1158.
- Poulos, M.J., Pierce, J.L., Flores, A.N., 2011. Valley Asymmetry and Topoclimate-Driven Feedbacks among Hillslope Hydrology, Soil Development, Vegetation, and Erosion. American Geophysical Union, Fall Meeting 2011. Abstract EP31A-0793
- Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., Sylvander, M., 2015. Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophysical Journal International* 201, 947–964.
- Rossetti, D.F., Zani, H., Cohen, M.C.L., Cremon, É.H., 2012. A Late Pleistocene–Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. *Sedimentary Geology* 282, 276–293.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41–50.
- Royden, L., Perron, J.T., 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 497–518.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. Wiley, New York/Chichester, 413 pp.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305, 369–406.
- Stange, K.M., van Balen, R., Vandenberghe, J., Peña, J.L., Sancho, C., 2013a. External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. *Tectonophysics* 602, 316–331.
- Stange, K.M., van Balen, R., Carcaillet, J., Vandenberghe, J., 2013b. Terrace staircase development in the Southern Pyrenees Foreland: Inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River. *Global and Planetary Change* 101, 97–112.
- Stange, K.M., van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71–95.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.
- Sylvander, M., Chevrot, S., Benahmed, S., Grimaud, F., Calvet, M., 2014. Recent seismic

- sequences in the Central Pyrenees: similarities, differences, and inferences on the local stress regime. 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, 27-31 octobre 2014.
- Sylvander, M., Souriau, A., Rigo, A., Tocheport, A., Toutain, J.-P., Ponsolles, C., Benahmed, S., 2008. The 2006 November, $M_L = 5.0$ earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees. *Geophysical Journal International* 175, 649–664.
- Taillefer, F., 1952. Le piémont des Pyrénées françaises. *L'information géographique* 16, 34–37.
- Taillefer, F., 1969. Les glaciations des Pyrénées. Actes du VIII Congrès international de l'INQUA 19–32.
- Tucker, G.E., Hancock, G.R., 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 28–50.
- Tucker, G.E., van der Beek, P., 2012. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research* 24, 1-19.
- Turu i Michels, V., Pena-Monné, J.L., 2006. Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciario y la tectónica activa. *Geomorfología y Territorio*, IX Reunión Nacional de Geomorfología, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela 113–128.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna-Jamme, R., Radal, J. Rift-collision transition recorded by tectono-thermal evolution of the northern Pyrenees. Submitted to *Tectonics*.
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geoscience* 4, 688–692.
- Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2053–2060.
- Vandenberghe, J., 2008. The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275–284.
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, pp. 57–74.
- Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470.
- Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., Mohrig, D., 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study. *The Journal of Geology* 106, 677–693.
- Whipple, K.X., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., Sheehan, D., 2007. New tools for

- quantitative geomorphology: extraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data. GSA Annual Meeting Short Course, 28 October 2007 506.
- Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science* 311, 442–482.
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y., 2014. Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765–1248765.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), *Geological Society of America Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. pp. 55–74.
- Wobus, C.W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision? *Journal of Geophysical Research* 115, F04008. doi: 10.1029/2009JF001562
- Yanites, B.J., Tucker, G.E., Mueller, K.J., Chen, Y.-G., 2010. How rivers react to large earthquakes: Evidence from central Taiwan. *Geology* 38, 639–642.
- Zaprowski, B.J., 2005. Climatic influences on profile concavity and river incision. *Journal of Geophysical Research* 110, F03004. doi: 10.1029/2004JF000138

Figure A 1 Statistical results from the simulations for the concentration-depth profile of terrace Fw at the Escala site (see Figure 1C and Table A.1 for location) from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Left: ^{10}Be concentration-depth profile 2σ solution space (grey) including the highest probability profile (red), modelled samples (blue circles), samples excluded from the profile simulation (open circles) and associated uncertainties (errorbars); Centre and right: results for the 2σ age, inheritance and erosion rates solution spaces, solid black line indicate the lowest chi-square value. Statistics are given in Table A.2.

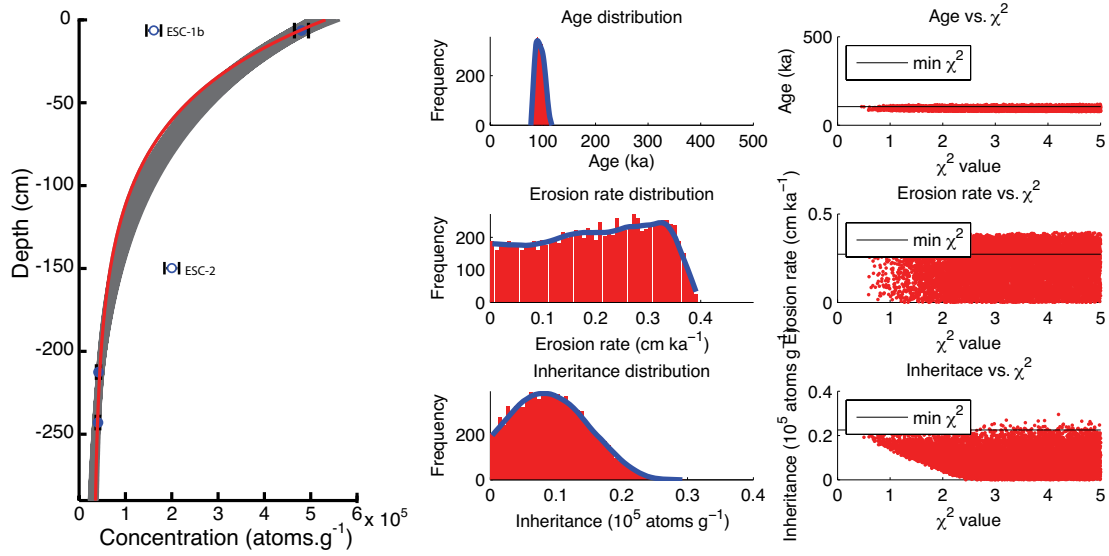


Figure A 2 Profiles and statistical results from the simulations for the concentration-depth profile of terrace Fw at the Saint-Gaudens site (see Figure 1C and Table A.1 for location) from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). (a) ^{10}Be analysis - Left: ^{10}Be concentration-depth profile 2σ solution space (grey) including the highest probability profile (red), modelled samples (blue circles), samples excluded from the profile simulation (open circles) and associated uncertainties (errorbars); Centre and right: results for the 2σ age, inheritance and erosion rates solution spaces, solid black line indicate the lowest chi-square value. Statistics are given in Table A.2. (b) ^{26}Al analysis - id. (c) Burial dating plot of Saint-Gaudens (GAU) samples (see Table A.2) showing the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio and ^{10}Be concentration in the samples; plot realized on CRONUS online calculator, production parameters from the text were used. Quartz grains with no burial history should plot between the 'constant exposure' and 'steady erosion' lines as defined by Granger and Muzikar (2001).

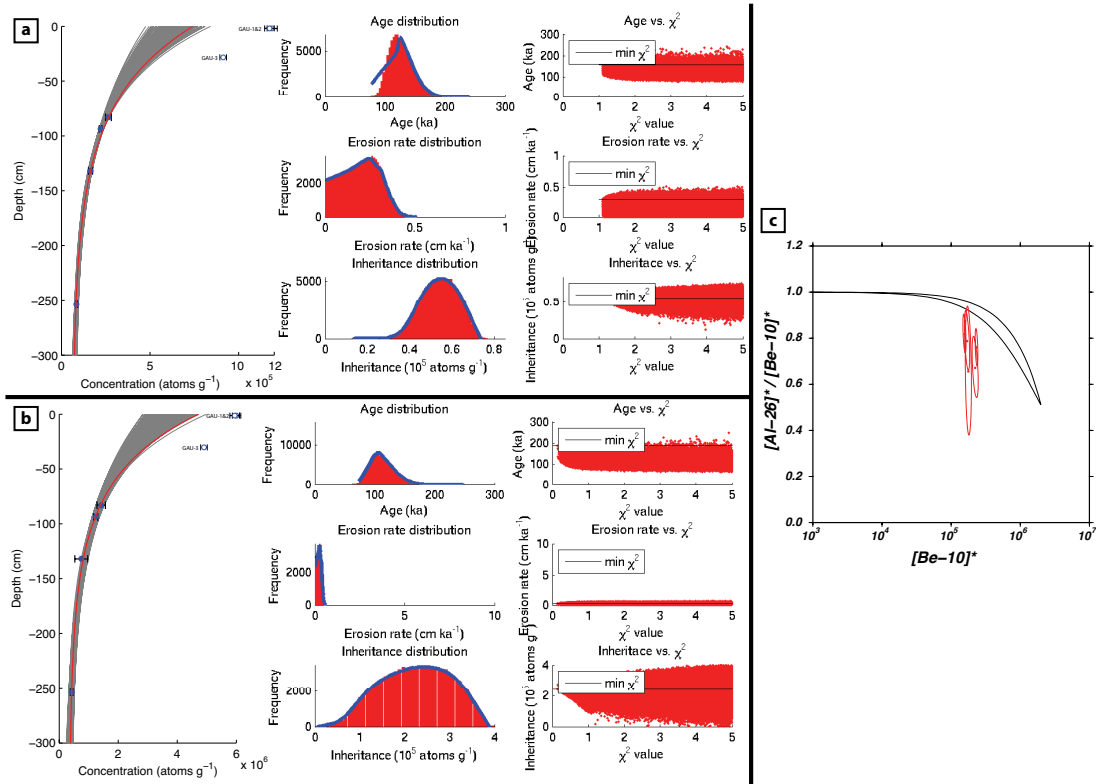


Figure A 3 Statistical results from the simulations for the concentration-depth profile of terrace Fz at the Tuzaguet site (see Fig. 1C and Table A.1 for location) from the ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Left: ^{10}Be concentration-depth profile 2σ solution space (grey) including the highest probability profile (red), modelled samples (blue circles), samples excluded from the profile simulation (open circles) and associated uncertainties (errorbars); Centre and right: results for the 2σ age, inheritance and erosion rates solution spaces, solid black line indicate the lowest chi-square value. Statistics are given in Table A.2

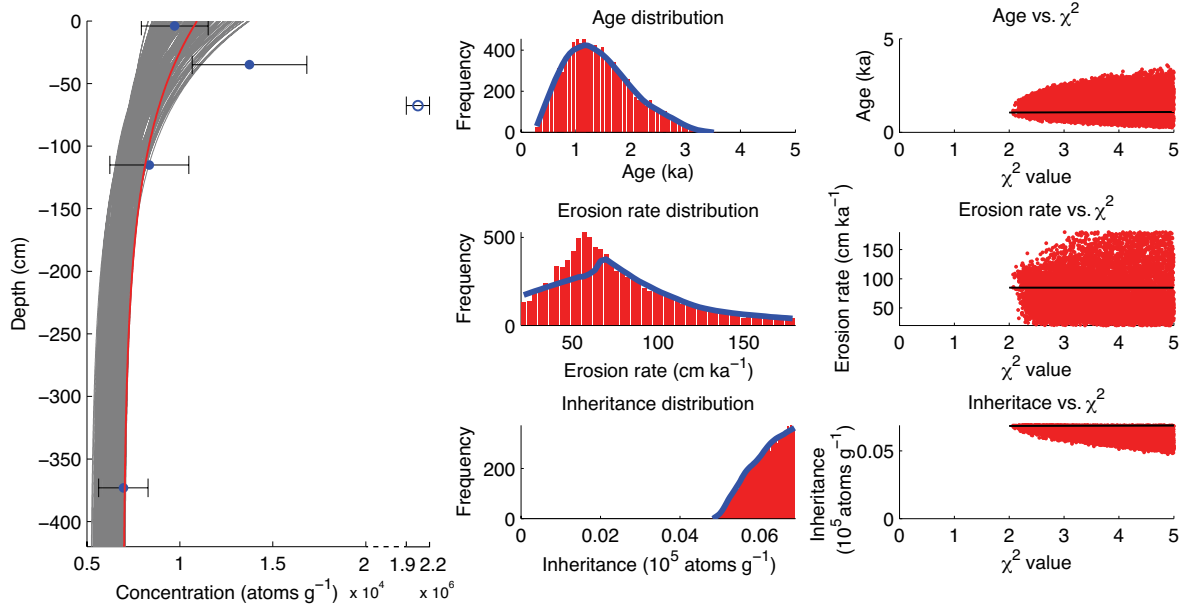


Table A.1 Characteristics of the sampling sites, including *in-situ* measured geographic position and individual samples of the exposure dating depth profiles: lithology of the sampled cobbles, sampling depths below the surface, thickness of the cobbles (height axis), shielding (for Lannemezan: modulation of the shielding is used to take into account sample depth in CRONUS online calculator), mass of quartz dissolved in HF for further chemical treatment and AMS measurements, mass of ⁹Be spike added before sample dissolution in HF, ¹⁰Be/⁹Be ratios obtained from AMS measurements and corrected for BeO blank (see text for the blank value), analytical uncertainties of AMS measurements, calculated ¹⁰Be and ²⁶Al concentrations and respective errors, used for concentration-depth profile simulations.

Location of sampling site	Sample	Material	Subsurface depth	Sample thickness	Shielding	Dissolved mass quartz [g]	Mass spike ⁹ Be [10 ⁻³ g g ⁻¹]	¹⁰ Be/ ⁹ Be ratio (blank corrected)	1 σ AMS error	Concentration ¹⁰ Be [at g ⁻¹]	¹⁰ Be error [at g ⁻¹]	Concentration ²⁶ Al [at g ⁻¹]	²⁶ Al error [at g ⁻¹]
			[cm]	[cm]					[%] ¹⁰ Be/ ⁹ Be				
LANNEMEZHAN, Stream in a pasture to the south of Château Barbet, southwest Lannemezan 43.10453°N; 0.37113°E 675 m asl	LAN 1	Quartzite	20	10	0.75	12.14	0.2944	9.38606E-13	3.11	1,521,295	47,336	8,155,588	250,631
	LAN 3	Quartzite	20	15	0.75	12.31	0.3002	1.14867E-13	3.94	187,13	7,391	939,410	50,677
	LAN 4	Quartzite	10	20	0.86	13.61	0.2938	9.98932E-13	3.64	1,440,533	52,410	8,686,831	264,305
	LAN 5	Quartzite	70	16	0.36	16.35	0.2959	2.12397E-13	3.21	256,794	8,251	1,626,808	63,291
	LAN 6	Quartzite	5	20	0.92	18.16	0.2968	1.48980E-12	2.72	1,626,872	44,281	8,623,950	262,747
ESCALA, Picnic area, along road from Escala to Montoussé 43.08025°N; 0.42051°E 558 m asl	ESC 1	Granite	0	13		14.81	0.2973	3.57892E-13	3.16	480,056	15,173		
	ESC 1b	Quartzite	0	10		12.77	0.2970	1.08664E-13	4.31	168,836	7,295		
	ESC 2	Quartzite	150	8	1.0	13.36	0.2991	1.34521E-13	4.75	201,143	9,563		
	ESC 3	Quartzite	210	5		19.22	0.2998	4.02448E-14	10.85	41,948	4,566		
	ESC 4	Quartzite	240	6		13.97	0.2990	2.84098E-14	10.07	40,632	4,119		
SAINT-GAUDENS, in Saint-Gaudens town, Boulevard des Pyrénées, bank along the park 43.10056°N; 0.71065°E 407 m asl	GAU 1	Quartzite	0	6		13.09	0.3556	6.55312E-13	3.08	1,189,337	36,693	6,028,773	394,939
	GAU 2	Quartzite	0	5		6.64	0.3590	3.21088E-13	3.39	1,159,817	39,346	6,011,864	286,715
	GAU 3	Quartzite	35	7		11.03	0.3573	4.30474E-13	3.09	931,698	28,820	4,779,447	193,283
	GAU 4	Granite	80	10		4.13	0.3566	4.59220E-14	6.09	264,954	16,256	1,421,286	142,052
	GAU 5	Granite	90	8	1.0	12.99	0.3583	1.20385E-13	3.48	221,840	7,756	1,239,310	71,717
	GAU 6	Quartzite and granite	130	6		6.48	0.3570	4.45911E-14	7.16	164,056	11,812	748,261	218,022
	GAU 7	Quartzite and granite											
	GAU 8	Quartzite and granite	250	8		13.39	0.3601	4.74154E-14	6.73	85,186	5,770	425,355	47,874
BIZOUS, Bank on the road between Bizous and Esponne villages 43.06462°N; 0.43860°E 510 m asl	BIZ 1	Granite	0	13		14.20	0.2942	8.17483E-14	5.12	113,207	5,812		
	BIZ 3	Granite	185	5		9.92	0.2850	1.95771E-14	10.07	37,593	3,839		
	BIZ 4	Granite	230	10	1.0	13.32	0.2935	2.12495E-15	11.63	23,589	2,784		
	BIZ 6	Granite	400	8		10.24	0.2943	2.22060E-15	18.61	18,578	3,504		
TUZAGUET, South end of the village, bank along an artificial, dammed channel 43.07349°N; 0.43765°E 476 m asl	TUZ 1	Quartzite	0	8		13.03	0.2927	6.47968E-15	18.00	9,728	1,798		
	TUZ 2	Granite	30	10		14.59	0.3000	1.00008E-14	22.23	13,744	3,083		
	TUZ 3	Granite	65	5	1.0	6.32	0.3002	6.44839E-14	6.84	204,810	14,045		
	TUZ 4	Granite	110	10		13.73	0.2971	5.78107E-15	25.00	8,360	2,125		

Table A.2 (Left) Parameter setups used during the Monte Carlo simulations for each site (¹⁰Be profile simulator 1.2, cf. Hidy et al., 2010). (Right) Chi-square (χ^2) and Bayesian statistics for all sampling sites obtained from the Monte Carlo simulations showing the modelled exposure age results and their specifically associated denudation rate and ¹⁰Be and ²⁶Al inheritance concentration.

ESCALA site, Terrace Fw		Results	Age [ka]	Inheritance [10 ⁴ at g ⁻¹]	Erosion rate [cm ka ⁻¹]
Monte Carlo parameter setup					
Shielding factor	1	Mean	94.3	0.94	0.20
¹⁰ Be reference production rate	3.87 at g ⁻¹ a ⁻¹	Median	93.8	0.91	0.21
Site specific spallogenic ¹⁰ Be surface production rate	6.15 at g ⁻¹ a ⁻¹	Mode	85.4	0.86	0.28
Total muogenic component	0.22 at g ⁻¹ a ⁻¹	Min χ^2	104.8	2.25	0.27
Neutron attenuation	160 ± 5 g cm ⁻²	Maximum	117.7	2.95	0.40
¹⁰ Be inheritance range	0-40,000 at g ⁻¹	Minimum	76.4	0.00	0.00
Threshold erosion	0-50 cm	Bayesian most probable	95.2	1.14	0.35
χ^2 cut off	5	Bayesian 2 σ upper	109.2	2.05	0.38
		Bayesian 2 σ lower	72.2	0	0
SAINT-GAUDENS site, Terrace Fw, ¹⁰Be		Results	Age [ka]	Inheritance [10 ⁴ at g ⁻¹]	Erosion rate [cm ka ⁻¹]
Monte Carlo parameter setup					
Shielding factor	1	Mean	126.6	5.44	0.19
¹⁰ Be reference production rate	3.87 at g ⁻¹ a ⁻¹	Median	124.5	5.46	0.20
Site specific spallogenic ¹⁰ Be surface production rate	5.41 at g ⁻¹ a ⁻¹	Mode	118.0	5.28	0.26
Total muogenic component	0.21 at g ⁻¹ a ⁻¹	Min χ^2	155.7	5.60	0.28
Neutron attenuation	160 ± 5 g cm ⁻²	Maximum	241.8	7.69	0.51
¹⁰ Be inheritance range	0-85,000 at g ⁻¹	Minimum	76.2	1.26	0.00
Threshold erosion	0-50 cm	Bayesian most probable	120.7	5.36	0.26
χ^2 cut off	5	Bayesian 2 σ upper	172.1	7.05	0.37
		Bayesian 2 σ lower	91.7	3.63	0.00
SAINT-GAUDENS site, Terrace Fw, ²⁶Al		Results	Age [ka]	Inheritance [10 ⁴ at g ⁻¹]	Erosion rate [cm ka ⁻¹]
Monte Carlo parameter setup					
Shielding factor	1	Mean	112.7	22.49	0.22
²⁶ Al reference production rate	26.14 at g ⁻¹ a ⁻¹	Median	110.4	22.74	0.22
Site specific spallogenic ²⁶ Al surface production rate	35.71 at g ⁻¹ a ⁻¹	Mode	104.0	25.56	0.28
Total muogenic component	1.74 at g ⁻¹ a ⁻¹	Min χ^2	186.6	23.97	0.25
Neutron attenuation	160 ± 5 g cm ⁻²	Maximum	249.6	39.97	0.62
²⁶ Al inheritance range	0-40,000 at g ⁻¹	Minimum	61.8	0.08	0.00
Threshold erosion	0-50 cm	Bayesian most probable	107.6	23.48	0.33
χ^2 cut off	5	Bayesian 2 σ upper	163.7	35.57	0.43
		Bayesian 2 σ lower	77.5	7.69	0.00
BIZOUS site, Terrace Fx		Results	Age [ka]	Inheritance [10 ⁴ at g ⁻¹]	Erosion rate [cm ka ⁻¹]
Monte Carlo parameter setup					
Shielding factor	1	Mean	20.7	1.59	1.22
¹⁰ Be reference production rate	3.87 at g ⁻¹ a ⁻¹	Median	20.6	1.63	1.29
Site specific spallogenic ¹⁰ Be surface production rate	5.91 at g ⁻¹ a ⁻¹	Mode	19.7	1.79	1.84
Total muogenic component	0.22 at g ⁻¹ a ⁻¹	Min χ^2	18.3	1.46	0.71
Neutron attenuation	160 ± 5 g cm ⁻²	Maximum	26.6	1.80	2.64
¹⁰ Be inheritance range	0-18,000 at g ⁻¹	Minimum	14.8	0.63	0.00
Threshold erosion	0-50 cm	Bayesian most probable	21.0	1.76	1.86
χ^2 cut off	5	Bayesian 2 σ upper	24.7	1.79	2.19
		Bayesian 2 σ lower	16.3	1.18	0.03
TUZAGUET site, Terrace Fz		Results	Age [ka]	Inheritance [10 ⁴ at g ⁻¹]	Erosion rate [cm ka ⁻¹]
Monte Carlo parameter setup					
Shielding factor	1	Mean	1.4	0.62	75.82
¹⁰ Be reference production rate	3.87 at g ⁻¹ a ⁻¹	Median	1.3	0.63	67.87
Site specific spallogenic ¹⁰ Be surface production rate	5.74 at g ⁻¹ a ⁻¹	Mode	1.0	0.68	60.11
Total muogenic component	0.21 at g ⁻¹ a ⁻¹	Min χ^2	1.1	0.68	84.88
Neutron attenuation	160 ± 5 g cm ⁻²	Maximum	3.6	0.69	179.98
¹⁰ Be inheritance range	0-6,900 at g ⁻¹	Minimum	0.3	0.48	20.01
Threshold erosion	0-50 cm	Bayesian most probable	1.1	0.67	58.10
χ^2 cut off	5	Bayesian 2 σ upper	3.0	0.69	163.12
		Bayesian 2 σ lower	0.3	0.44	22.38

Table A.3 ^{10}Be and ^{26}Al ages of samples from the abandonment surface of the megafan in Lannemezan site, calculated using the CRONUS online TCN age calculator.

Sample	^{10}Be Exposure age [a]	^{10}Be External uncertainty [a]	^{26}Al Exposure age [a]	^{26}Al External uncertainty [a]
LAN1	340,940	21,377	289,149	19,164
LAN3	40,833	2,576	31,132	2,290
LAN4	303,383	19,827	292,672	19,377
LAN5	113,317	6,770	109,078	7,147
LAN6	322,557	19,425	269,937	17,671

Chapitre 3 :

Modélisation numérique

Chapitre 3 : Modélisation numérique

Introduction

Les chapitres précédents ont permis de mieux comprendre les modalités d'évolution du paysage dans le nord des Pyrénées et le méga-cône alluvial de piémont. L'interprétation des données de ce cas naturel n'est cependant pas toujours simple et il est difficile d'établir avec certitude l'influence d'un facteur (processus autogénique, climat, tectonique, etc.) ou sa prédominance sur les autres pendant une période donnée. Cette difficulté peut provenir du fait que les différents forçages interagissent, à différentes échelles de temps, et du fait que l'enregistrement de l'évolution du paysage n'est pas parfaitement assuré par l'archive sédimentaire.

La modélisation numérique présente l'avantage qu'elle simplifie l'observation des phénomènes et permet de maîtriser les contraintes appliquées au système. Dans cette partie, j'utiliserai donc un modèle numérique pour simuler l'évolution d'un système bassin versant de montagne/méga-cône alluvial de piémont, depuis sa construction jusqu'à l'abandon du méga-cône. Les paramètres du modèle seront choisis pour permettre une comparaison avec le système Neste/Lannemezan.

Résumé

Les méga-cônes alluviaux enregistrent l'érosion de la chaîne qui est contrôlée par les processus fluviaux autogéniques et les forçages externes (tectonique, climat, etc.) et dont l'effet est modulé par le couplage entre le cône et son bassin versant d'alimentation.

Le méga-cône alluvial de Lannemezan, dans le piémont nord des Pyrénées, a été construit à l'Oligo-Miocène avant d'être abandonné et incisé au Quaternaire. La Neste, qui alimentait certainement le méga-cône, a été capturée par la Garonne et incise l'apex du cône le long du front de la chaîne. Des terrasses alluviales ont été abandonnées au cours de l'incision le long des rivières du piémont.

Le modèle numérique que nous utilisons (CIDRE, Carretier et al., 2015) permet de reproduire la dynamique d'écoulement cyclique précédemment décrite sur les méga-cônes alluviaux (alternance d'écoulement distributif et chenalisé, grande mobilité latérale sur le piémont). Nous l'utilisons pour tester l'effet des processus autogéniques et l'influence de différents forçages externes (précipitation, surrection, chute du niveau de base, etc.) sur l'évolution du système.

Le méga-cône, de taille comparable à celle du Lannemezan, est construit en ~15 Ma, ce qui est cohérent avec le cas du piémont nord-Pyrénéen. Au cours de la construction du cône, une rivière centrale devient rapidement dominante dans les apports au piémont, qui progradent vers l'avant du bassin, alors que les autres rivières adoptent un tracé qui les connectent plus directement au niveau de base, sur les bords

du modèle. La rivière centrale balaie la surface du cône et distribue les sédiments sur tout le piémont. Des incisions, d'amplitude limitée, sont observées périodiquement, mais sont ensuite remplies par de nouveaux apports sédimentaires. Une incision plus importante (~100 m) et permanente se produit finalement, après ~15 Ma, et le cône n'est plus alimenté par la rivière principale. Cet abandon survient sans changement des conditions externes ce qui suggère que les processus autogéniques suffisent à produire une incision définitive du méga-cône.

Nous reprenons le modèle à la fin de la phase de construction du méga-cône pour tester l'effet de changement dans les conditions externes. Des variations cycliques du climat (représenté dans le modèle par les précipitations) ne permettent pas d'aboutir à une incision permanente mais produisent une réponse couplée du bassin versant et de son piémont. Le temps de réponse du système à ce type de forçage est de l'ordre de 10 ka ce qui est cohérent avec les résultats d'autres modélisations (ex Braun et al 2015). Le climat pourrait toutefois avoir influencé l'incision du cône de Lannemezan, à plus courte échelle de temps, en rendant l'incision épisodique, alors que le modèle ne produit qu'une phase d'incision profonde. Nous testons l'hypothèse d'un basculement de l'ensemble du système (cf. Chapitre 2). Les résultats suggèrent qu'un tel mécanisme tend à s'opposer à l'incision du méga-cône par sa rivière d'alimentation, remettant donc en question cette hypothèse dans le cas du cône de Lannemezan.

Autogenic vs. allogenic controls on the evolution of a coupled fluvial megafan/mountainous catchment system: Numerical modelling and comparison with the Lannemezan megafan system of the Northern Pyrenees (France)

Margaux Mouchéné ^{a,b}, Peter van der Beek ^{a,b}, Sébastien Carretier ^{c,d}, Frédéric

Mouthereau ^c

^a Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France.

^b CNRS, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

^c GET, Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse, CNRS, IRD, 14 avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

^d Department of Geology, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile 5Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Abstract

Alluvial megafans are sensitive recorders of landscape evolution, controlled by autogenic processes and allogenic forcing and influenced by the coupled dynamics of the fan with its mountainous catchment. The Lannemezan megafan, in the northern Pyrenean foreland, was abandoned by its mountainous feeding stream during the Quaternary and a flight of alluvial terraces was left along the stream network during the incision phase. We explore the relative roles of autogenic processes and external forcing

in the building, abandonment and incision of a foreland megafan using numerical modelling and compare the results with the inferred evolution of the Lannemezan megafan. Autogenic processes are sufficient to explain the building of a megafan and the long-term entrenchment of its feeding river at time and space scales that match the Lannemezan setting. Climate, through the precipitation pattern, may have played a role in the episodic pattern of incision at a shorter time-scale. Regional, northward tilting, possibly as a flexural response to erosional unloading in the mountain belt, may be responsible for the increase in slope with time observed in the alluvial terraces of the northern Pyrenean foreland.

1. Introduction

Alluvial fans are prominent geomorphic objects constructed by the accumulation of sediments at the outlet of mountain valleys in a remarkably conical shape. They occupy a key position in the sediment routing system and, as such, have been widely used as a record of external forcing on landscape evolution in a variety of settings. Controls on the building and incision of these deposits, through alternating phases of aggradation and erosion, have been shown to be related to climatic changes (Barnard et al., 2006; Arboleya et al., 2008; Assine et al., 2014), tectonic activity (DeCelles and Cavazza, 1999), base-level oscillations (Harvey, 2002) or to a combination of those factors (Abrams and Chadwick, 1994; Dade and Verdeyen, 2007; Schlunegger and Norton, 2014). Laboratory experiments reproducing alluvial fan dynamics have helped understanding the respective roles of these controls on the fan morphology, facies changes and cyclic erosion/deposition processes (Kim and Muto, 2007; Nicholas et al.,

2009; Rohais et al., 2011; Guerit et al., 2014). Both analog and numerical modelling studies have shown evidence for autogenic processes that could be of critical importance in fan evolution (Humphrey and Heller, 1995; Coulthard et al., 2002; Nicholas and Quine, 2007). Temporary sediment storage in the fan results in cyclic behaviour, with alternating phases of deposition and incision in the absence of external forcing (eg. Coulthard et al., 2002). This behaviour is expressed in the thresholds (in runoff, slope or shear stress) defined and implemented in the models: a critical value must be reached and exceeded for transport to be effective; after some further time steps, this parameter value decreases below the threshold and deposition occurs again (Schumm, 1979; Roering et al., 1999; Whipple and Tucker, 1999; DiBiase and Whipple, 2011).

Another level of complexity, often overlooked in previous experiments of alluvial systems, comes from the strong coupling (feedbacks) between the source catchment and the basin. Specific response amplitude and time of each part of the system to a given forcing may differ and this results in a complex, oscillating erosion signal (Humphrey and Heller, 1995; Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005). Numerical modelling by Pepin *et al.* (2010) suggested that autogenic processes play a key role in the evolution of such a coupled system submitted to constant external forcing. For these authors, permanent autogenic entrenchment can occur in a coupled catchment-fan system without change in boundary conditions and external forcing when (i) the transport threshold (critical shear stress) is significant and (ii) progradation is limited by an open boundary with fixed elevation (e.g. a large river system at the foot of the fan).

In the northern foreland of the Pyrenees (France), the Lannemezan megafan was built since the Miocene by the erosional products of a mountainous catchment, and was abandoned during the Quaternary. The respective roles of climate and tectonics in this evolution remain unresolved (Mouchéné et al., *submitted*; Chapitre 2).

In this study, we seek to test hypotheses on the mechanisms at play in the abandonment and incision of the Lannemezan megafan through numerical modelling of alluvial megafan construction and abandonment. Although the complexity of this natural case might not be fully reproduced by the numerical model, we will explore trends and patterns of incision (time and space scales, amplitudes) to understand the effect of different potential forcing factors (climate, tectonics, base level change, etc.) on landscape evolution. Disentangling the respective signals of autogenic processes and allogenic forcing requires understanding of (i) the wavelength and amplitude of each signal, (ii) the possible buffering effects of the response times of the fan and of the mountainous catchment, and (iii) the amplification/reduction factors introduced by the coupling of the system.

2. The Lannemezan megafan

Whereas the drainage network in the Pyrenean range is regularly spaced and mostly transverse to the structural trend, rivers of the north-western foreland spread in a radial pattern over the convex topography of large Miocene alluvial fans (Figure 1). The Lannemezan megafan is the most prominent geomorphic feature of the northern Pyrenean foreland, with a surface of 13,000 km² and a mean slope of 0.3°. Its typical

semi-conical shape is outlined by the Garonne river (to the south, east and north) and by the radial river network on its surface.

Miocene-aged molasse-type deposits, with rounded pebbles and boulders in an abundant, clayey and sandy matrix, make up most of the megafan volume. These are capped by the *Lannemezan Formation*, consisting of a (i) well-sorted, stratified clay and sand sequence, containing strongly weathered gravel and pebbles, dated by a Hipparion-bearing fauna at its base, as latest Miocene to Pliocene (“Pontico-Pliocene”; Paris, 1975; Azambre and Crouzel, 1988), and (ii) a Quaternary sheet of very similar composition.

The Neste River flows out of the mountain range at the apex of the megafan and thus most probably provided the material building the megafan. However, this stream now turns sharply to the east at this point and incises the fan head ~100m vertically, before merging with the larger Garonne River at its mountainous outlet (Figure 1). The capture of the Neste by the Garonne and related abandonment of the fan was dated by Mouchéné et al. (submitted) at ~300ka from ^{10}Be and ^{26}Al cosmogenic nuclide dating of the fan surface.

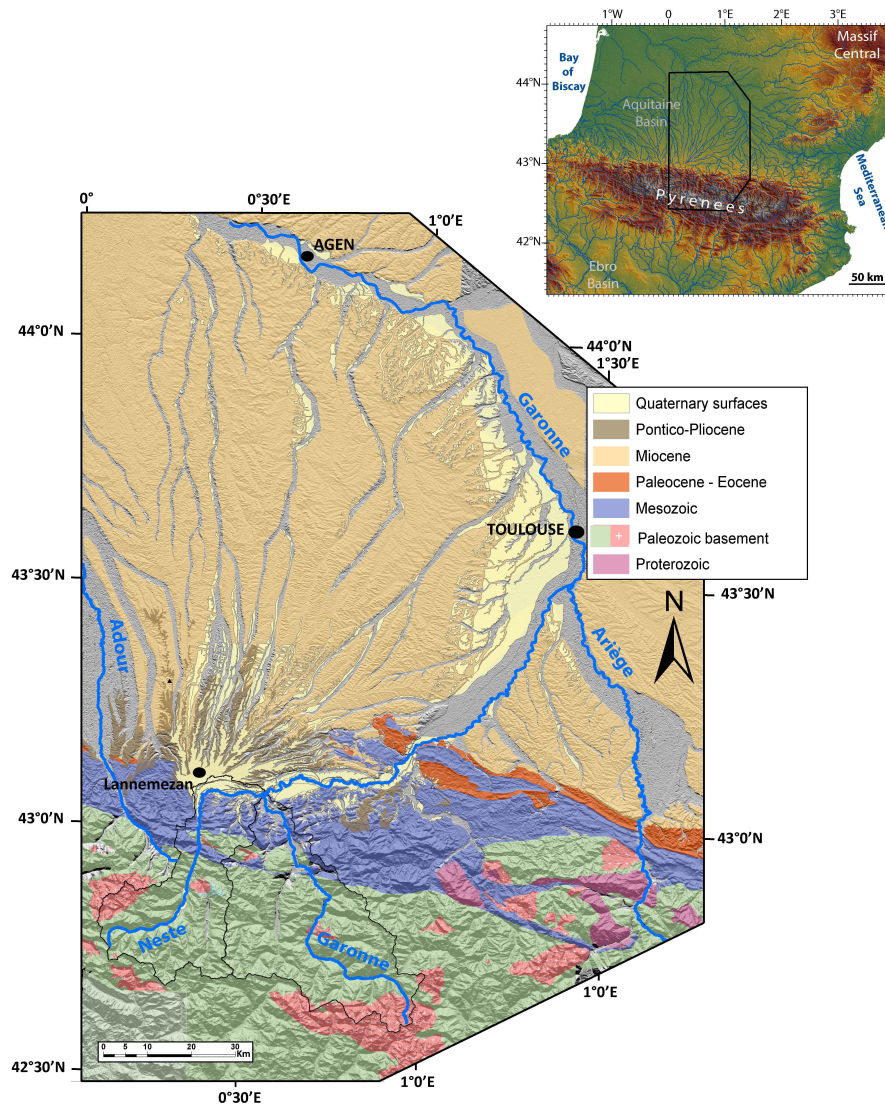


Figure 1 The Lannemezan megafan and Neste catchment in the central northern Pyrenees (inset map for location).

During incision, the rivers of the northern foreland (including the Neste, Garonne and fan rivers) left a series of alluvial terraces; the episodic abandonment of which can be related to changing fluvial dynamics during shifts between Quaternary cold and warm phases (Mouchéné et al., *submitted*, Chapitre 2). The terraces show an increasing northward slope with age; which may be related to region-wide northward tilting through flexural isostatic rebound in response to erosional unloading of the mountain

range (Mouchéné et al., *submitted*, Chapitre 2). This hypothesis is supported by the reconstruction of the subsidence rates in the basin by Desegaulx and Brunet (1990); these authors showed that subsidence is slowing down since the Eocene and, while it is still active in the northern part of the Aquitaine Basin, no subsidence or even uplift is thought to occur in the southern part of the basin (near the range front).

3. Model description

We use a recent version of the CIDRE code, which models for landscape evolution in a continental setting (Carretier et al., 2015). We recall here the main characteristics of the code and refer the reader to Carretier *et al.* (2015) and references therein for further details.

At the beginning of each time step, a specified volume of water is distributed homogeneously over the cells making up the model surface. The propagation of water and sediment is performed in cascade, from the highest to lowest cell and following decreasing elevation, to ensure mass conservation. A Multiple Flow algorithm is used to propagate the water flux to downstream cells proportionally to the slope in each direction (Murray and Paola, 1997; Coulthard et al., 2002; Carretier et al., 2009). This allows for a distributary drainage pattern to develop.

During a time step dt , the elevation z of a point of a cell changes as follows:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\epsilon + D + U \quad (1)$$

where ϵ is a local erosion (detachment or entrainment) rate, D is a local deposition rate and U an uplift or subsidence rate. The local deposition rate D is defined as:

$$D = \frac{q_s}{L} \quad (2)$$

with q_s the incoming sediment flux per unit width and L the transport distance.

The transport length L determines the proportion of incoming sediment flux that is deposited in the cell: a large L results in a small deposition, as a steep slope or high water discharge would favour in natural settings. The cell outflux per unit width q_s is the sum of the sediment detached from a given cell plus the sediment eroded upstream and that crossed this cell without depositing; it is thus non-local (e.g. Tucker and Bradley, 2010). This approach is generalised for both hillslope and river processes by specifying ϵ and L in both cases.

- *Hillslope processes*

The approach used by Carretier *et al.* (2015) is different from the “non-linear” diffusion model proposed by previous authors (Roering *et al.*, 1999; Carretier *et al.*, 2009; 2014). Instead, in this model, the elevation variation results from the difference between a local detachment rate and a deposition rate using Eq. 1 and 2:

$$\epsilon = \kappa S \quad (3)$$

$$L = \frac{dx}{1 - (S/S_c)^2} \quad (4)$$

where κ is an erodability coefficient, S is the steepest slope and S_c is a critical slope. If the slope is steeper than S_c , ϵ is set such that $S = S_c$. The detachment rate is proportional to the local gradient, but the deposition rate (q_s/L in Equation 2) depends on the slope and critical slope: when $S \ll S_c$, most of the sediment entering a cell is deposited there and when $S \sim S_c$, L becomes infinity and there is no deposition on the cell.

- *Fluvial processes:*

For fluvial processes, a version of material detachment (sediment or bedrock) including a threshold is used:

$$\epsilon = K(k_t q^m S^n - \tau_c)^p \quad (5)$$

$$L = \xi q \quad (6)$$

where K is an erodibility coefficient, q the water discharge per unit flow width on the cell, S is the slope and the exponents are positive. k_t is the shear stress parameter so that $k_t q^m S^n = \tau$ (shear stress) and Equation 5 takes the classic form of the excess shear formula (Tucker, 2004). τ_c is the critical shear stress to be reached for clast detachment. p is a positive coefficient, set to 1 in our experiments (following Lavé and Avouac, 2001). The transport length L depends on particle size and density (included in the coefficient ξ). This law implies that the deposition rate decreases when the water discharge per unit width q increases.

For river processes, the flow width w can be set to the cell width dx or to a river width such as:

$$w = k_w Q^{0.5} \quad (7)$$

where k_w is a coefficient depending on the lithology and Q is the total water discharge at a river section. Flow width variation is critical in the modelling of alluvial fan evolution because it plays a role in avulsion processes, in the changing flow dynamics (change in flux geometry may lead to overflowing and shift to distributive flowing) and incision pattern (leaving alluvial terraces in some cases).

- *Cover effect*

Erosion of sediment is different from that of bedrock (Equations 3 and 5), and, within the bedrock, different layers can be defined by their respective erodibility and detachment or slope thresholds (κ and S_c for hillslope processes and K for river processes). During a time step dt , different layers can be eroded on a given cell: the erosion of each layer consumes part of dt so that less time remains to erode the underlying layer. This time reduction is taken into account by multiplying dt by $(1 - \frac{\text{volume layer}}{w dx \epsilon dt})$ between layers. In this way, the “cover effect” of a sediment layer covering the bedrock (e.g Whipple and Tucker, 2002; Lague, 2010) can be taken into account.

- *Lateral erosion*

Flowing water can erode lateral cells, which are topographically above them and placed in a lateral direction perpendicular to each downstream direction. The lateral sediment flux Q_{sl} is defined as a fraction of the flux in the considered direction (e.g. Murray and Paola, 1997; Nicholas and Quine, 2007):

$$Q_{sl} = \alpha Q_s \quad (9)$$

where α is a bank erodibility coefficient ; it is specified for sediment and implicitly determined for bedrock layers, proportionally to their erodibility (i.e. $\alpha_{sediment}/\alpha_{bedrock} = K_{sediment}/K_{bedrock}$ with K from Equations 5 and 7).

4. Model setup

The model simulates the evolution of a 100-by-150 km region split into a foreland zone (100x100 km) and an uplifting mountain zone (100x50km, Figure 2). The grid cell size is 500x500 m. The dimensions are chosen to allow megafan building on an area matching that of the Lannemezan megafan and to permit competing catchments to develop during the drainage network growth phase; they correspond to a compromise between computing time and spatial resolution. Our model has much larger dimensions than previous experiments on coupled catchment-foreland systems (Tucker, 2004; Nicholas et al., 2009; Pepin et al., 2010; Langston et al., 2015) and the foreland width/mountain width ratio is much higher than in previous work (Pepin et al., 2010). The initial surface is a horizontal grid with a Gaussian elevation noise ($\sigma=0.5$ m) so we can study the system dynamics from the start of drainage network growth.

The mountain part of the model is uplifted as a block at a constant rate of 0.3 mm y^{-1} (except in experiments where this is explicitly modified, see below), which seems reasonable for the late stages of evolution of the central Pyrenees (Jolivet et al., 2007; Chapitre XX). Homogeneous precipitation is first applied at a constant rate over the whole model ($P = 1 \text{ m y}^{-1}$); this parameter is subsequently modified in some experiments (Exp. 2a, b, c).

The sides of the mountain block (southern border and southern third of the eastern and western borders) are closed; neither water nor sediment can exit the grid through these. The other boundary parts open, corresponding to a transverse river of

fixed elevation (0m) and able to transport both sediments and water fluxes out of the grid.

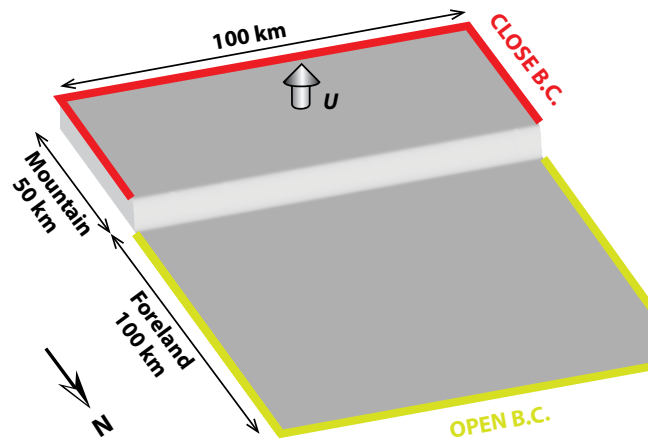


Figure 2. The experimental grid consists of a mountain section, submitted to constant uplift, and of a flat foreland section; both sections are submitted to precipitation. B.C. - Boundary Conditions; neither water nor sediment can cross a Close B.C. while Open B.C. corresponds to a transverse river of fixed elevation capable of transporting both sediment and water fluxes out of the grid.

We conducted a series of trial runs to adjust the relevant parameters in order to reproduce the first-order morphological traits of the northern Pyrenean foreland. In particular, the values for transport length (L), for the erodibilities of bedrock and sediments (respectively k_{br} and k_{all}) and for the critical shear stress (τ_c) need to be established.

The transportation length coefficient L and the erodibilities k_{br} and k_{all} are critical in the relief evolution but are generally poorly constrained. Giachetta *et al.* (2015) provided a compilation of values for erodibilities of a set of lithologies. However, these were used for models where the critical shear stress is null and should be different (approximately one to two orders of magnitude larger) when $\tau_c > 0$. Also, the erodibility

coefficient depends on the value of m (e.g. Carretier et al., 2009) and we used a different value than that of Giachetta *et al.* (2015). In any case, the sediment erodibility should be larger than that of the bedrock, the actual ratio between the two critically influencing the landscape morphology. We thus test this ratio and the transport length L in order to reproduce the first-order characteristics of the northern Pyrenean landscape: minimum, maximum and mean elevations of the range and foreland megafan, relief and drainage network pattern. The parameters used for the model runs are presented in Table 1.

Pepin *et al.*, (2010) suggested that the critical shear stress should be significant for permanent incision to occur. We thus fixed a positive value for τ_c (15 Pa) following Lavé and Avouac, (2001) and Pepin *et al.* (2010). In future work, we plan to test the model configuration where $\tau_c = 0$ to assess the validity of Pepin *et al.* (2010)'s hypothesis.

Table 1 Top: Fixed parameters for all model runs τ_c is the critical shear stress, K_{br} and K_{all} are the bedrock and sediment erodibility, respectively, m , n and p are coefficients for the fluvial erosion law, L is the transport length and α is the lateral erosion coefficient. **Bottom: Model settings for the experimental runs and results.**

τ_c	K_{br}	K_{all}	m	n	p	L	α
15 Pa	0.5e-3	4E-03	0.6	0.7	1	0.3	0.01

Settings					Results	
Run	Precipitation rate	Precipitation occurrence	Base level	Uplift rate	Permanent entrenchment	Time step of entrenchment after end of building at 15.3 My
	(m y ⁻¹)	(Fraction of time step)	(m asl)	(mm y ⁻¹)		(ky)
1-default	1	1	0	0.3	Yes	270
2a1	0.5	1	0	0.3	No	-
2a2	2	1	0	0.3	Yes	180
2b	1	sinusoidal	0	0.3	No	-
2c	1	0.5	0	0.3	Yes	150
3a	1	1	-50	0.3	Yes	250
4a	1	1	0	0	Yes	500
4b	1	1	0	0.1	Yes	310
4c	1	1	0	1	Yes	500
5a	1	1	0	0 to 0.68	No	-
5b	1	1	0	0 to 2	No	-

5. Results

5.1. Megafan building

We successfully reproduced the first-order morphology of a fluvial megafan constructed on a low-topography, stable foreland, from the erosional products of a (slowly) uplifting mountain-range-like block (Figure 3).

Because of rainfall and uplift, the drainage network initiates from the area of transition between the mountain and foreland blocks (Figure 3 A). In the foreland, it propagates towards the north and fans aggrade. Regularly-spaced rivers (~ every 10 km) build small fans and progressively lengthen their watershed towards the south (headward incision). The fans quickly merge into a *bajada* on top of which the flow is distributive (Figure 3 B). At around 7.65 Ma, the mountain range is fully connected (i.e. all cells of the mountain block are connected to the base level through the river network) and the mountain outflux is dominated by a few large rivers (~5). In the meantime, aggradation continues in the foreland with a markedly conical pattern. The rivers situated at the easternmost and westernmost ends of the mountain range bend sharply to follow an along-strike course and quickly reach the open model boundaries, probably constrained by their short distance to a base-level outlet. In the following time steps, their watershed will increase in size by retreat of the drainage divide towards the middle of the range and the mountainous outlets of these streams will migrate towards the nearest border (Figure 3 C). Meanwhile, the foreland deposits are mainly provided by a single central channel, the flow of which distributes sediments largely over the whole foreland, now clearly defining a megafan (the flow spanning 180° over the foreland).

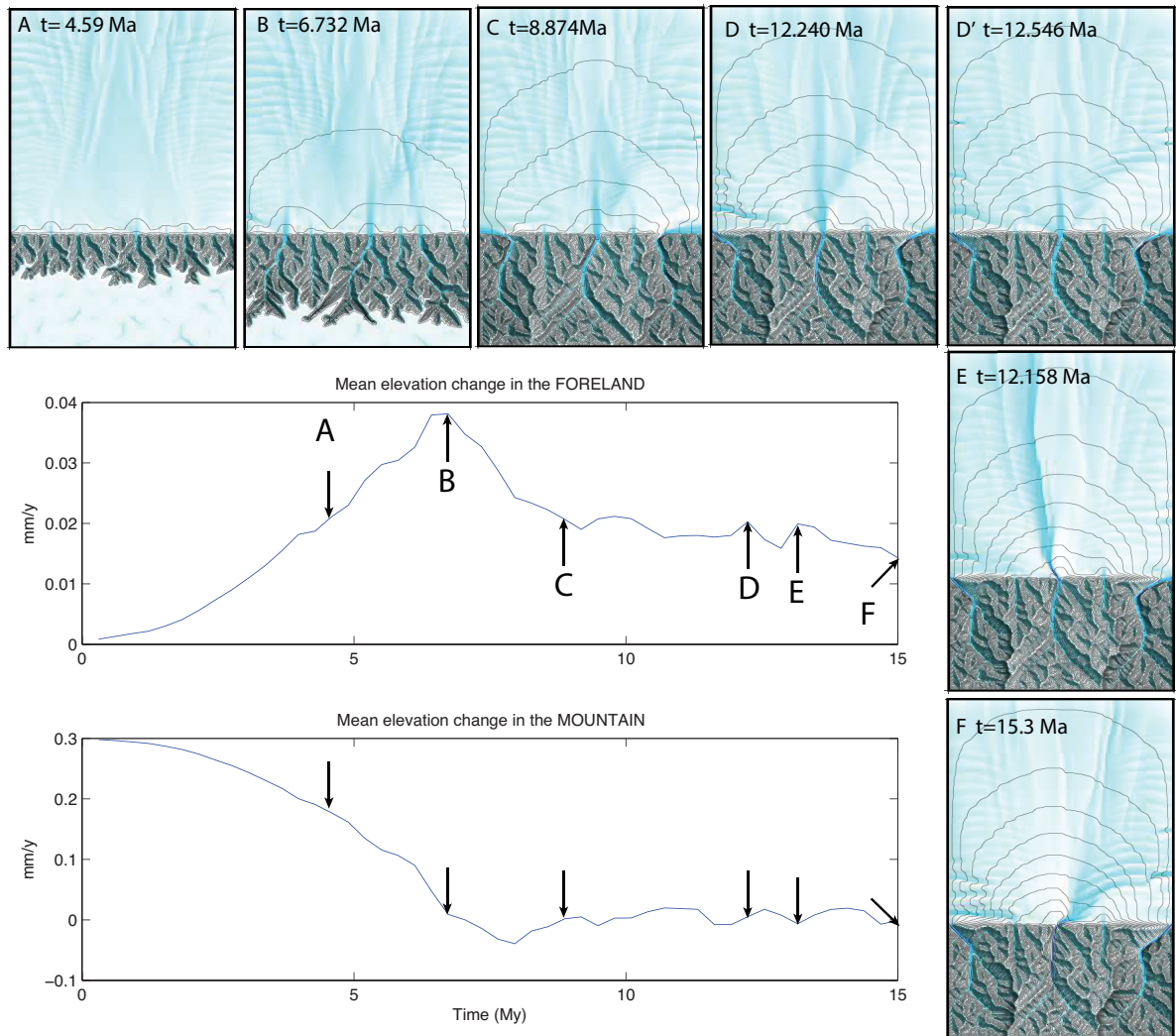


Figure 3. Building the megafan. Temporal evolution of the mean elevation change in the foreland and map views of the mountain and foreland landscapes (black lines are 100-m contour lines, water flux in blue shades) at the time steps marked with arrows, through the megafan building phase. (A) Drainage network initiates and propagates in the mountain block through headward incision while sediments are deposited along the front by regularly spaced steams. (B) Deposits merge in the foreland to form a *bajada* fed by a decreasing number of rivers as the mountain streams enlarge their basins. (C) Mean elevation in the range stabilizes and aggradation continues in the foreland, dominated by outflux of a central, main channel as the more lateral streams are drained directly toward the borders. (D) As aggradation continues, limited incision can occur along the borders of the fan (here on the western border) but (D') those thalwegs are quickly refilled. (E) Similarly, temporary incision can happen near the apex. (F) After 15.3 Ma simulation the megafan is built.

Several episodes of temporary entrenchment ($< 50\text{m}$) occur during the building phase. They either concern the lower parts of the fan being incised by headward incision (Figure 3 D) or the apex being incised by the main stream (Figure 3 E). In both cases, at the following time step, the main stream has brought sufficient material to the entrenched zone to refill it and to overflow and become distributive again (Figure 3 D and D'). This cyclic pattern is expected on megafans (Leier et al., 2005) and shows that the code faithfully mimics the natural fluvial dynamics of these settings.

On the long term, mean elevation stabilizes in both the foreland and the mountain. From about 9 Ma, mean elevation stabilizes in the range (Figure 3 B) but remains slightly positive, which means that the relief is eroded at a slower rate than the applied uplift rate. In the meantime aggradation continues in the foreland, although at slow pace (0.015 to 0.02 mm y^{-1} of mean elevation change), the time scale of aggradation is thus higher than that of the relief development. This is consistent with the observation of Babault *et al.* (2005) on their experimental setup. For them, aggradation in the foreland influences the erosion of the mountain by modifying the relative uplift rate (i.e. the difference between the uplift applied to the mountain block and the aggradation rate). Erosion of the range balances the continuously varying relative uplift rate, creating a "dynamic equilibrium" (Babault et al., 2005). The steady-state equilibrium (between erosion and uplift in the mountain) cannot be reached in this landscape as long as aggradation occurs in the foreland.

5.2. Autogenic entrenchment

If the same conditions are maintained, natural entrenchment of the main stream occurs. Contrary to the building phase, during which episodes of temporary entrenchment occurred but were followed by refilling and overflow, the incision occurring at 15.3 Ma near the apex is sufficient to constrain the main stream avulsions to the eastern half of the fan for the subsequent time steps (G, H, I). A small thalweg that developed on the eastern foot of the fan episodically captures the main flow and is thus progressively deepened and incised through headward incision.

Still, the main flow remains highly distributive and overflows several times this path, before being finally captured at around 15.57 Ma (J). This event triggers a rapid incision phase, reaching nearly 150-m incision close to the apex, and larger amounts further downstream. The mean elevation change in the foreland drops dramatically upon entrenchment and the fan is subsequently being eroded (mean elevation change remains negative for the rest of the experiment,). Erosion sharply increases in the mountain, especially in the watershed of the now connected main stream (Figure 5) suggests that this mainly translates an increase of the relief due to rapid incision in the riverbed and little to no increased erosion on the hillslopes and ridges.

The main stream then erodes laterally its right bank in the foreland, tending towards an along-strike flow direction without further vertical incision (K, L). A secondary incision occurs in this bank and oblique to it, which eventually links a secondary stream of the mountain range to this main channel.

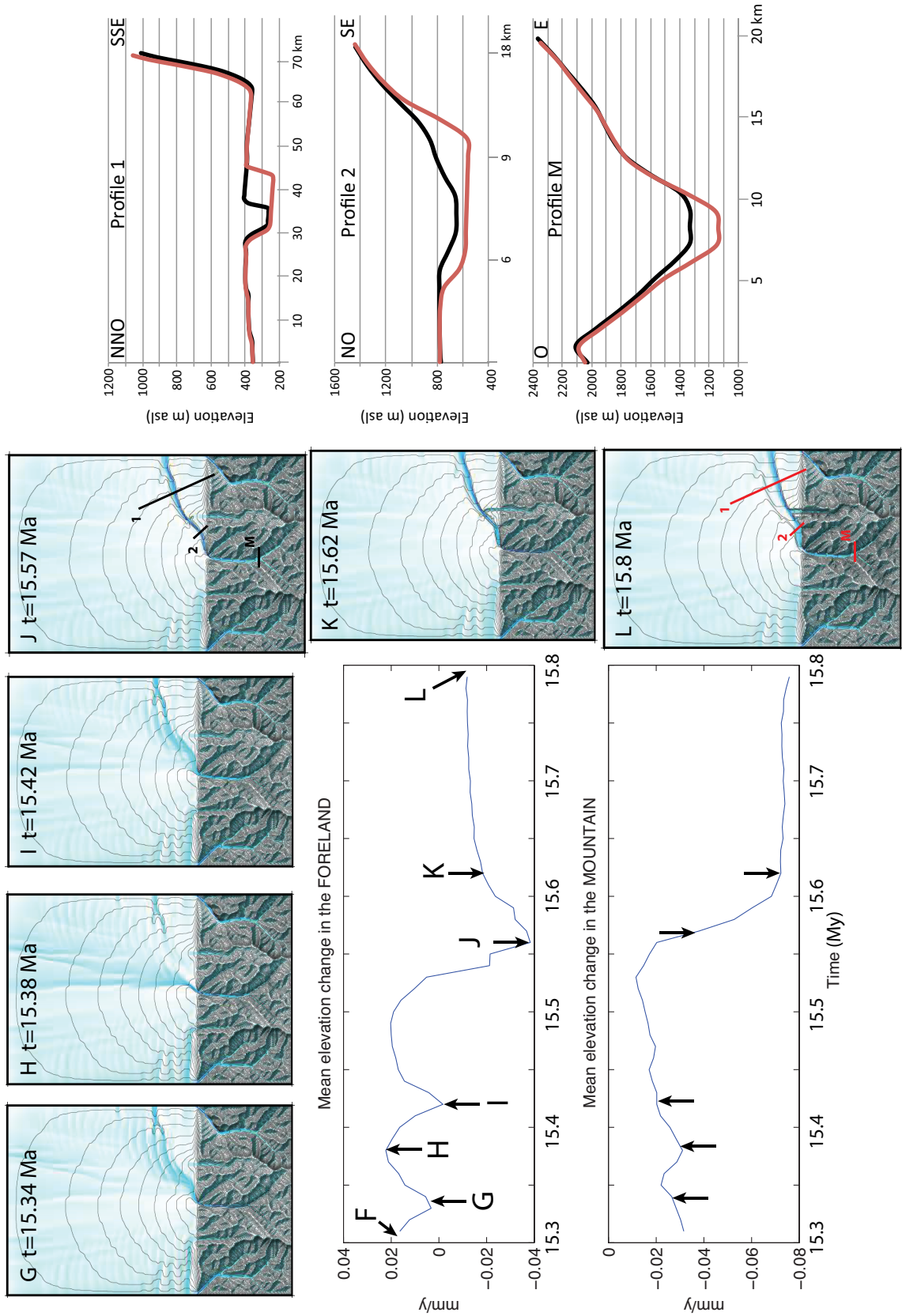


Figure 4. (Previous page) Autogenic entrenchment. Temporal evolution of the mean elevation change in the foreland and map views of the mountain and foreland landscapes (black lines are 100-m contour lines, water flux in blue shades) at the time steps marked with arrows, through the autogenic incision phase. Starting from the landscape obtained at 15.3 Ma (see F of Figure 3) the fan is incised when the main flow reaches the position of a small thalweg (e.g. G, I) but (H) continues to grow when the main flux overflows and migrate again on the fan. (J) After several of these cycles, the main flow is finally captured permanently in the thalweg. (K) As the main river now incises laterally towards the mountain front, a secondary stream is captured. (L) At the end of the experiment a large valley is incised along the front of the range. Topographic profiles across this valley (right panel) shows that about 120m of the incision occurs in the foreland at the time of capture (black profiles, J inset); subsequently the valley is mostly enlarged by lateral erosion in the foreland, deepened and enlarged near the apex, and markedly deepened in the mountain (Note that horizontal scale is different for each profile).

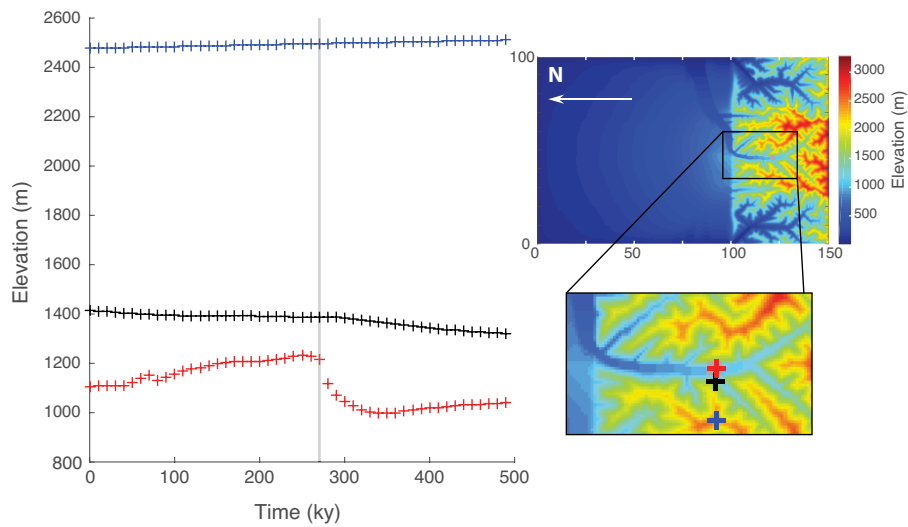


Figure 5 Temporal elevation change of three locations in the mountain: bed of the main feeding river (red crosses), on nearby slope (black crosses) and ridge (blue crosses, see map view in right panel for locations). Following the entrenchment (marked with vertical grey line), the river sharply incises the mountainous bed increasing (temporarily) the relief as ridges elevation are not affected by the incision episode. Hillslope response is very slow and does not match that of the riverbed.

5.3. External forcing

Subsequent experiments start from the topography obtained at the end of the “building phase” at 15.3 Ma and aim at evaluating the respective roles of different external factors on the incision pattern of the northern Pyrenean foreland. We subsequently explore the incidence of changing the parameters related to tectonics (uplift rate and style), climate (precipitation rate and frequency, erodibility) and base level change. These models are run for 500 ky to evidence the effects of external factors at this specific timescale since it corresponds to the abandonment and incision timescale of the Lannemezan megafan. Parameters used for these experiments are summarized in Table 1.

5.3.1. Precipitation rate and style

Decreasing (Exp2a1) or increasing (Exp 2a2) the precipitation rate only results in decelerating or accelerating the processes observed in the original/default experiment. The same evolution is observed in experiment 2a1 as using the default settings but the evolution is slower and the model did not reach the permanent entrenchment stage after the 500 ky simulation. In the experiment with increased precipitation rate (2a2), erosion is enhanced and results in important widening of the valleys, but scattered depositions in the lower valleys create instabilities that perturb the model results.

We set the precipitation rate of experiment 2b to follow a sinusoidal distribution with 100 ky cycles to simulate the Quaternary climatic cycles. In this case, the trends of

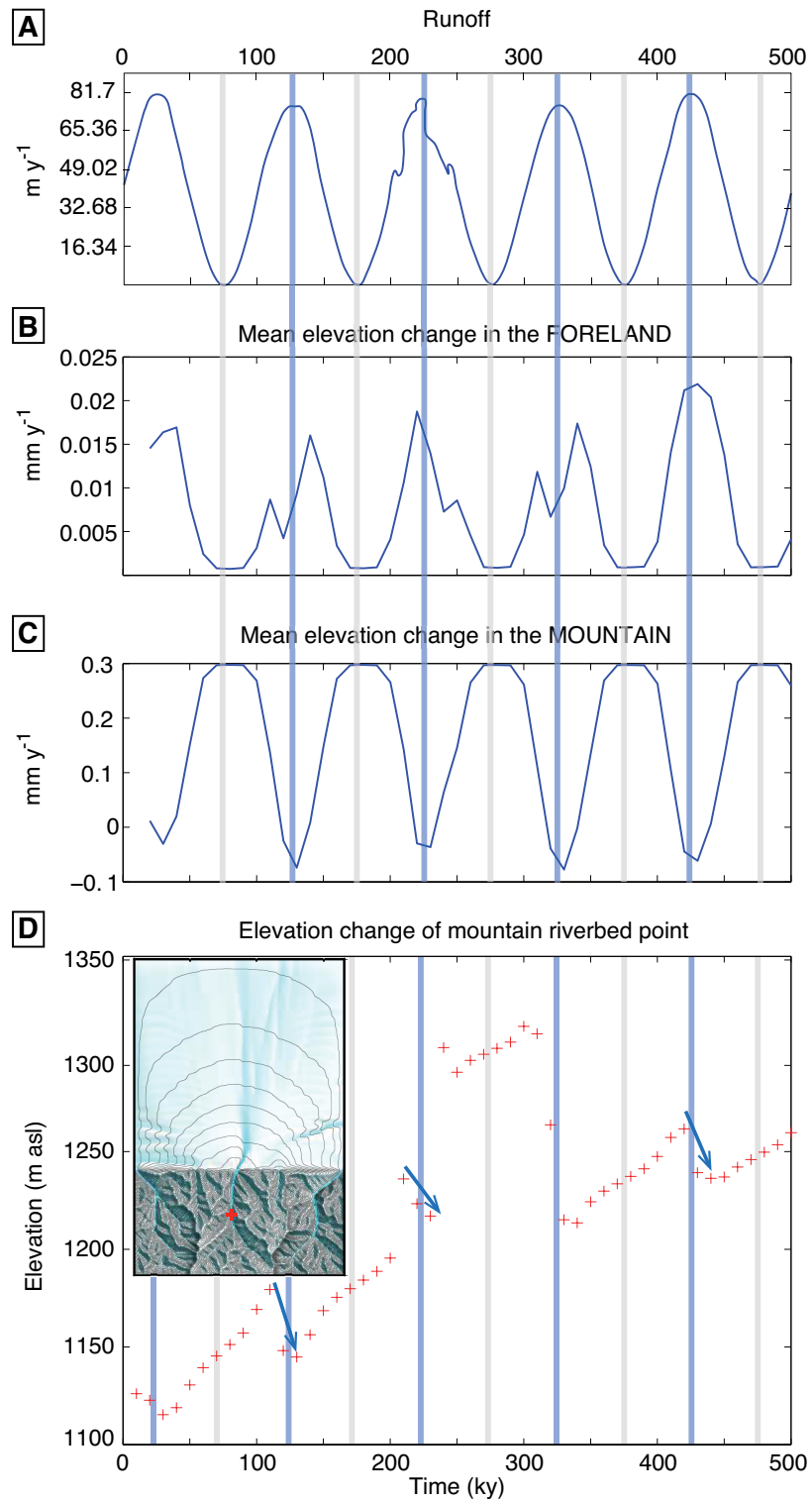
mean elevation change in the mountain and in the foreland are inversely correlated (Figure 6). The mean elevation of the foreland slightly increases through the experiment but remains stable in periods of low runoff as the sediment supply from the mountain is halted. The mountain is eroded in periods of maximum runoff whereas the elevation increases (at uplift rate) in period of minimum runoff. There is a slight delay in the mountain response to the variations in precipitation: as the runoff starts to increase, the elevation in the mountain continues to rise at uplift rate for another time step (10 ky) before it starts to decrease (Figure 6). Similarly there is a small lag between maximum runoff and minimum mean elevation change (Figure 6). This delay corresponds to the response time of the mountain to cyclic precipitation rate changes and is consistent with recent work from Braun *et al.* (2015) suggesting 1 to 10 ky offset between forcing and response to rainfall variability at Milankovitch periods. In our experiment, the same delay is observed in the foreland, although the signal is less clear for periods of high runoff (Figure 6).

Overall, during more humid periods, the mountain is eroded and the sediments are transported to the foreland, which provides material for the fan aggradation whereas in periods of low precipitations, the material is not eroded and/or transported from the mountain to the piedmont (Figure 6).

At the end of the 500-ky simulation, no permanent entrenchment is observed on the megafan. The small amount of incision that occur on the fan when precipitation decrease are more than compensated by renewed sediment influx from the mountain as precipitations start to increase again. The incision of the riverbed in the mountain in

periods of high runoff is more than compensated for by the surrection in periods of low runoff (dominated by the applied uplift; Figure 6)

Figure 6 Experiment 2b (sinusoidal precipitation) Temporal evolution of (A) runoff, (B) mean elevation change in the foreland and (C) in the mountain. The trends of mean elevation change in the mountain and in the foreland are inversely correlated, and show a slight delay relative to the change in runoff, corresponding to the response time. (D) Temporal elevation change of the central valley floor in the mountain (location marked by red cross on inset map) during experiment 2b. The incision (blue arrows) related to humid periods (blue vertical lines are maximum runoff) is (over-) compensated in drier periods (grey vertical lines correspond to no runoff) by the uplift, so that the elevation generally increases through the experiment. The maximum incision is delayed from the maximum runoff (response time). Temporary deposits at the valley outlet around 230 ky triggers a rapid backfilling (dam) of the valley, responsible for the high elevation between 230-310 ky; the following incision episode removes this dam.



5.3.2. Base level change

A 50-m drop in base level is applied at the beginning of experiment 3a. This leads to erosion in the foreland through headward incision of a number of thalwegs, developing mostly on the western and eastern borders and that will remain until the end of the experiment. Connection between the main stream and the largest incising thalweg on the eastern border happens earlier than in the default model (at around 250 ky) but the subsequent landscape evolution is very similar in both cases (more incised thalwegs remain at the end of this experiment (Figure 7).

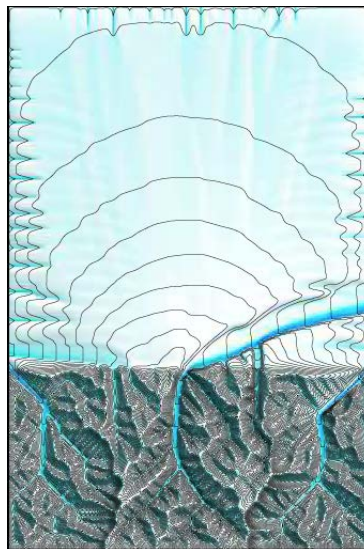


Figure 7 Model configuration at the end (t=15.80My) of experiment 3a (initial 50-m drop in base-level). The megafan foot is incised by headward incision of a number of thalwegs on its western and eastern borders (and marginally on the northern border).

5.3.3. Uplift rate

Experiment 4a tests the scenario where uplift stops after the megafan building phase. In this experiment, the thalweg to the east border is continuously incised and connects with the outlet of a secondary river (at 300 ky) before connecting to the main central channel at the end of the experiment (500 ky, Figure 8). The mean erosion rate in the range decreases steadily down to 0.19 mm y^{-1} (value for last 10 ky of the experiment).

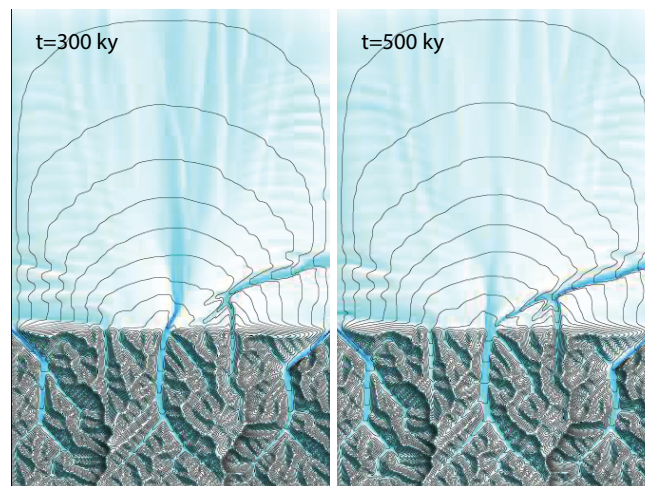


Figure 8. Experiment 4a, the incised thalweg first connects through headward incision to the secondary river (left, $t=300\text{ky}$) before being connected to the outlet of the central river at the end of the experiment (right, $t=500\text{ky}$).

Increasing the uplift rate to 1 mm y^{-1} (Experiment 4c) quickly (and lastingly) increases the elevation in the range without increasing much the aggradation in the foreland. This may be due to the erosion (detachment and/or transport) not being fast enough to catch up with this increase. Permanent entrenchment occurs at the end of the experiment (500 ky) through the same process as in the default experiment.

5.3.4. *Tilting experiment*

In this experiment (Exp. 5), we seek to reproduce the effect of isostatic rebound on the erosional pattern of the range and its foreland. At the moment, the model does not include flexure. We thus chose to simulate the first order effect of the flexural response to erosional unloading of the range through simple linear tilting of the model. This corresponds to the uplift linearly increasing from 0 at the north boundary to a maximum fixed value at the south boundary.

To scale the tilting to the observed geomorphic characteristics of the northern Pyrenean foreland, we estimate the tilting of the Lannemezan megafan. We use a scaling law between fan area and fan slope to estimate the initial depositional slope of the *Lannemezan Formation* that caps the Miocene deposits. We use this formation because its base is the only mapped surface effectively preserved from erosion since deposition. We use a digitized geological map and ASTER DEM to extrapolate a base surface using ArcGIS software and estimate its current slope at 0.5° . Figure 9 shows area and slope data for the Lannemezan megafan compared to data compilations from active and inactive alluvial fans and megafans from the Alps, the Andes and the Himalayas (from Guzzetti et al., 1997; Horton and DeCelles, 2002). Discrepancy of the Lannemezan data with the scaling law suggests an estimated $\sim 0.4^\circ$ tilt which will be simulated by the uplift increasing linearly from 0 at the north boundary to 2 mm y^{-1} at the southern boundary.

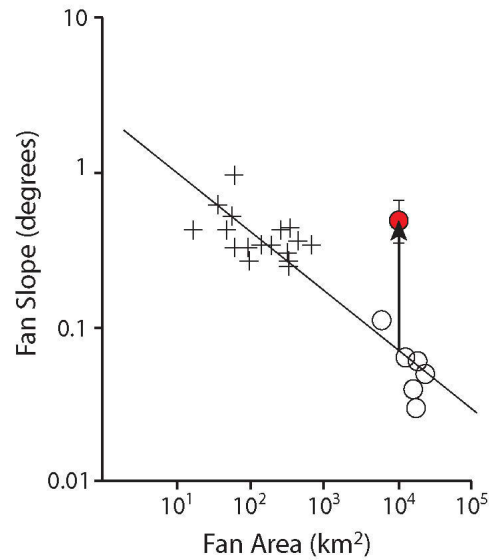


Figure 9 Scaling relationship between fan area and fan slope for alluvial systems of the Alps, the Andes and the Himalayas; data from Guzzetti *et al.* (1997; crosses) and Horton and DeCelles (2002; open circles). Thick line is the best power-law fit to the combined data : $S_f = 2.42 A_f^{-0.30}$. Tilt (vertical arrow) for the Lannemezan megafan (red circle) is estimated as the difference between present-day slope and predicted slope from the power-law fit.

It should be noted that this scaling relationship suggests a depositional angle of $\sim 0.1^\circ$, which is not surprising for a megafan (e.g. DeCelles and Cavazza, 1999) but is not consistent with the slope observed in the default experiment ($\sim 0.4\text{-}0.5^\circ$).

We compare this result with the tilt estimated using another oft-used scaling relationship, between the catchment area and the fan slope (e.g. Champagnac *et al.*, 2008). Figure 10 shows area and slope data for the Lannemezan megafan compared to data compilations from active and inactive alluvial fans from the Alps (Guzzetti *et al.*, 1997; Crosta and Frattini, 2004; Champagnac *et al.*, 2008). Discrepancy of the Lannemezan data with this scaling law only suggests an estimated 0.13° tilt, which will be simulated by the uplift increasing linearly from 0 at the north boundary to 0.68 mm y^{-1} at the southern boundary.

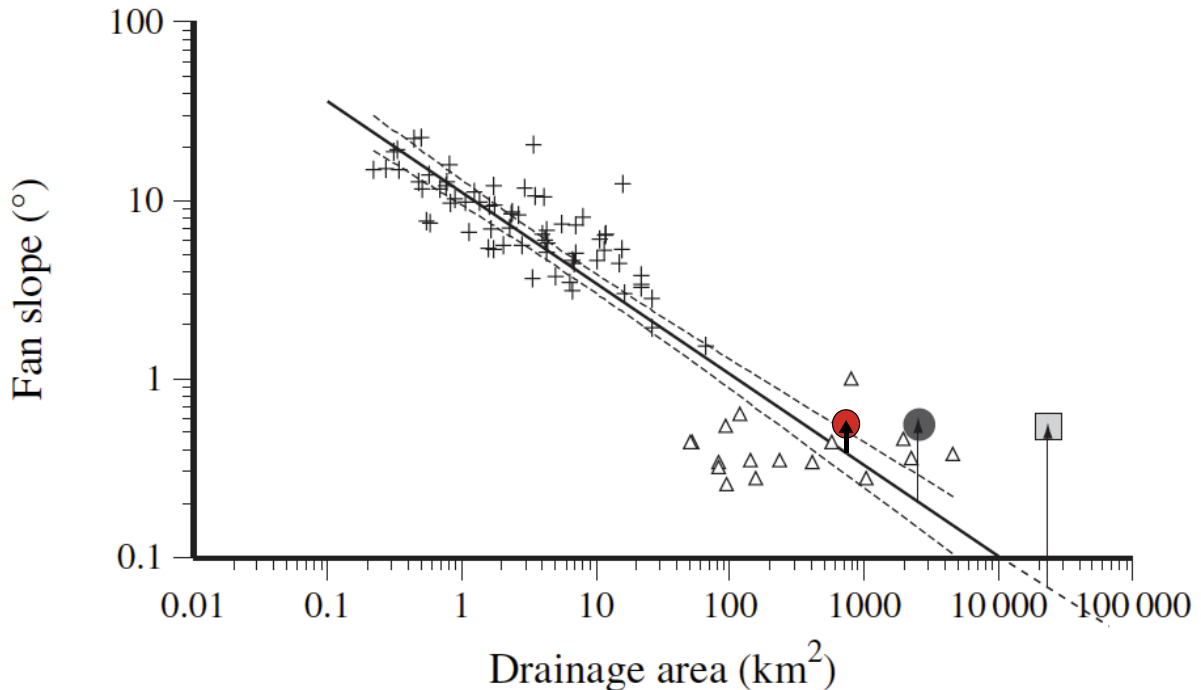


Figure 10: Scaling relationship between drainage area and fan slope for alluvial systems of the Alps, data from Guzzetti *et al.* (1997; crosses), Crosta and Frattini (2004; triangles) and Champagnac *et al.* (2008; black circle = Valensole, grey square = Chambaran). The Lannemezan megafan/Neste system (red circle) lies slightly out of the relation (fit : $S_f = 10.4 A_b^{(-0.51 \pm 0.05)}$). Quaternary tilt (vertical arrow) of the Lannemezan megafan surface is estimated at 0.13° as difference between present-day slope and slope predicted by the power-law fit. Modified after Champagnac *et al.* (2008).

We test both these minimum (0.13° , Experiment 5a) and maximum (0.4° , Experiment 5b) tilt estimations.

With the linearly increasing uplift, the megafan continues to grow; the mean elevation change in the foreland is steady, positive and higher than in default experiment ($>0.2 \text{ mm y}^{-1}$). In both experiments, connexion with the headward incising thalweg and entrenchment occur (at $\sim 280\text{ky}$ in the lower tilt experiment, and at $\sim 240\text{ky}$ in the higher tilt experiment) that only temporarily affects this trend because, as the tilt continues, the river outflows from this path (at $\sim 320\text{ky}$ and $\sim 260\text{ky}$

respectively; Figure 11). Mean elevation change in the mountain is steady and positive ($\sim 0.25 \text{ mm y}^{-1}$ and $1.2\text{-}1.3 \text{ mm y}^{-1}$ respectively) with peaks following the capture.

Deposition in the main path causes the stream to overflow from this channel and resume distributive flowing over the megafan but instabilities in the models blur the results (Figure 11). This suggests that, overall, tilting of the model prevents permanent entrenchment.

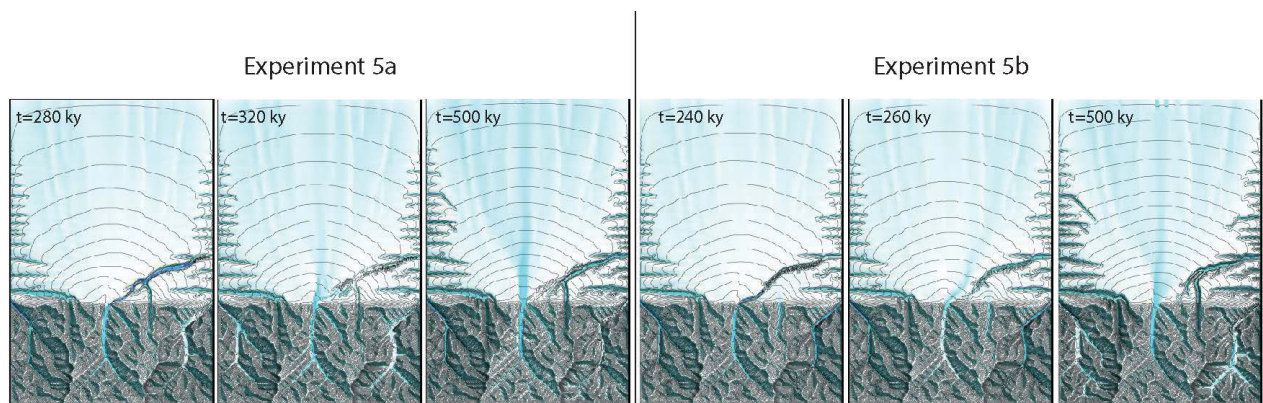


Figure 11 Tilting experiments (5a and b). Connexion with the headward incising thalweg occurs (at 280ky and 240 ky, respectively) but model instabilities in the channel, interpreted as deposition, induce overflowing (at 320ky and 260 ky, respectively). Distributive flowing over the megafan resumes and lasts until the end of the experiment.

Figure 12 compares the evolution of a north-south topographic profile across experiment 5a and the default run. The megafan topography on this section is rather stable over the course of the default experiment. However, the megafan slope increases significantly in experiment 5a, showing that the tilt affects the megafan slope without being fully compensated by erosion.

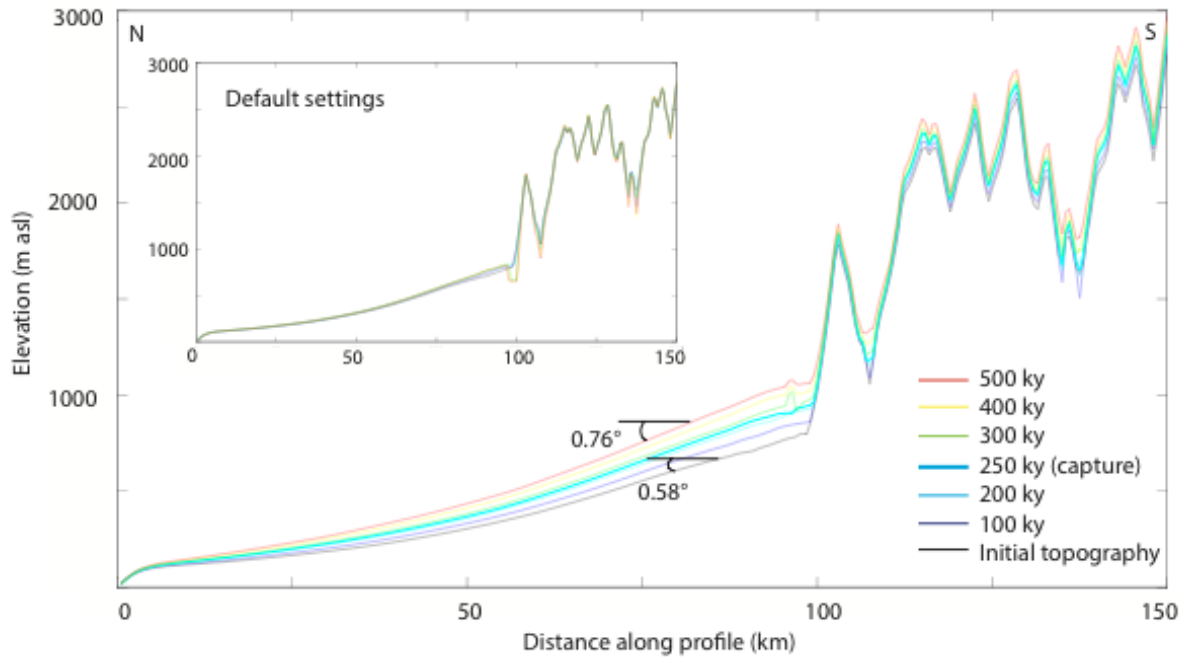


Figure 12 Evolution of a north-south topographic profile near the middle of the model during experiment 5c. Inset shows that with default settings (experiment 1), the slope of the megafan does not increase, regional tilting (experiment 5a) is needed to create increasing northward slope through time.

6. Discussion

6.1. Megafan building

The main steps of the megafan building phases are: (i) foreland deposition starts with small fans that quickly merge into a *bajada*, mountain basins merge so only a few streams are left, (ii) the rivers situated near the boundary change their direction to reach the shortest flow path to the border and the central stream becomes the dominant provider for foreland sedimentation, and (iii) the megafan grows thanks to cyclic flow dynamics (oscillating between channelized and distributive flow) and reaches dynamic equilibrium.

The timescale of the building phase of the megafan is long (>10 My) when compared to active megafans of similar volumes deposited during the Quaternary (e.g. in the Alps, Andes and Himalayas; Abrahams, 2015; Assine et al., 2014; Fontana et al., 2014) but compares well to older systems (e.g. Campanian-Maastrichtian Hams Fork formation in Utah; DeCelles and Cavazza, 1999) and is consistent with the Lannemezan megafan building phase encompassing an Early/Middle Miocene to Early Pliocene age.

The long foreland (foreland length/mountain length = 2) allows for a large fan to develop but requires the model parameters to be set in a way that allows transportation over such great distance (in particular the parameter L must be large enough).

The boundary conditions, open in the foreland and closed in the mountain, seem to play a key role in the development and evolution of the drainage network. In particular, open boundary conditions on all three sides of the foreland allow for (i) the central river

to become dominant in the sediment flux deposited in the foreland (thus creating a megafan) as the more lateral rivers rapidly adapt their path to the shortest one reaching the base-level (along-strike to reach boundaries), and (ii) conical shape to develop (contrary to Pepin *et al.*, 2010, where cyclic boundary condition on lateral boundaries resulted in a more *bajada*-like landform). Also, open boundary conditions in the mountain would result in strike-parallel drainage, which shows that megafan building requires a relatively large range. Thus, in natural settings, transverse rivers with efficient fluvial transport (to evacuate both water and sediments) are necessary on all sides for a river/fan system to be singled out and grow into a megafan deposit. In the northern Pyrenean foreland, the Garonne and Adour rivers could have played this role, which suggests that they might have pre-existed the Miocene drainage network.

The oscillating, cyclic flow dynamics in the foreland resembles that observed in natural settings (e.g. Leier *et al.*, 2005) and analog experiments (e.g. van Dijk *et al.*, 2009).

In our model, the absence of subsidence may have encouraged the development of a fan covering a large area, because high subsidence rate would have allowed thick accumulation close to the range front and thus limited the northward extension. This hypothesis could be tested with the addition of an algorithm for flexure (Simpson, 2006; Naylor and Sinclair, 2008). Subsidence rates in the Pyrenean retro-foreland are expected to be decelerating to zero since Eocene (Desegaulx and Brunet, 1990; Desegaulx *et al.*, 1990).

6.2. Autogenic incision

6.2.1. Time and space scales

The autogenic entrenchment happens around 15.57 My, which, within the framework of the Lannemezan megafan evolution, is fairly consistent with the fan-building phase encompassing an Early/Middle Miocene to Early Pliocene age and incised during the Quaternary.

At 15.3 My (end of “building phase”), the mean elevation in the mountain range is about 1460 m, with a maximum elevation at 3160 m near the southern border, which is consistent with the northern flank of the Pyrenees. In the foreland a maximum elevation of 950 m is reached at the fan apex, which is higher than the current elevation of the Lannemezan megafan apex (~ 660 m), but the mean elevation is around 270 m. Megafan shape and dimensions (area) agree between model and Lannemezan. At this point, the watershed of the main feeding river is about 1100 km², which is quite large when compared to the current Neste watershed (~ 750 km²).

The scale of the vertical entrenchment of the river is similar in the model and in the Lannemezan case (~100-150 m near the apex)

6.2.2. Mechanism/necessary conditions

For Pepin *et al.* (2010), autogenic entrenchment occurs only if (i) progradation is limited by the open boundary with fixed elevation and (ii) the transport threshold (critical shear stress) is significant. Nicholas *et al.* (2009) also suggested that declining aggradation in the fan results from increasing fan area during progradation (building phase) and the incision is triggered by the lack of accommodation space when boundary conditions are reached. In nature, some incised fans are linked to powerful transverse rivers (Milana and Ruzycki, 1999; Dühnforth *et al.*, 2007; 2008) but the causality is not proved (and external forcing is proved in some cases; e.g. Dühnforth *et al.*, 2008).

In our model, entrenchment naturally occurs but it happens long after the moment where sediments reach the model boundaries (Figure 3 and). Also, in natural settings boundary conditions are likely to change over time (e.g. elevation, length; Harvey, 2002) so the comparison is not straightforward.

The necessity of a significant critical shear stress (Pepin *et al.*, 2010) should be tested in future work by comparing these results to experiments where it is null or takes other values. In particular, the length of the stable period before entrenchment could scale with the critical shear stress.

Van Dijk *et al.* (2009) proposed that aggradation allows for a critical slope to be reached, triggering the incision. However, in the tilting experiments (Exp.5), the fan slope reaches greater values than in the default experiment at the time of entrenchment so this parameter does not seem to be the threshold for entrenchment.

In Pepin *et al.* (2010) experiments, entrenchment only occurs when precipitation affects exclusively the mountain block (and no entrenchment occurs when precipitation on whole model), in our model it occurs as the whole landscape is affected by precipitation, suggesting that spatial distribution of the precipitation is not a key factor.

6.2.3. Incision pattern

In the model the permanent entrenchment results from (limited) incision near the apex and headward incision of a thalweg from the foot of the fan until both ends meet to define a continuously entrenched pathway (). In the case of the Lannemezan megafan, we cannot provide evidence to support or disprove this mechanism.

The amount of incision is already very important in the time step following the connexion (~100m near the apex) that will only be further increased near the apex (of less than 80m). Downstream, the stream erodes its right bank towards a strike-parallel pathway but does not incise vertically. This last characteristic resemble the right-lateral migration of the Neste and Garonne rivers during their incision, evidenced by the extensive alluvial terrace staircase left almost systematically on the left banks. As lateral erosion was not implemented in the code version used by Pepin *et al.* (2010), they do not observe that kind of evolution. In our model, the sediments of the channel bed could enhance the effect of lateral incision and inhibit further vertical incision (cover effect; see also Hancock and Anderson, 2002; Brocard and Van der Beek, 2006).

However, the terraces of the northern Pyrenean foreland prove that the incision of the Lannemezan megafan (100-m at the apex) was episodic, contrary to that of the model. Cosmogenic nuclide surface exposure dating suggests that these incision episodes in the northern Pyrenean foreland are linked to cold-to-warm climatic transitions (Mouchéné et al., submitted; Chapitre 2).

6.3. Impact of climate change

In the model with sinusoidal precipitation rates (Exp 2b), more humid periods are characterized by erosion in the mountains and deposition in the foreland (with episodic incision); they both decrease in drier periods because the stream power decreases and less material is being transported from the mountains. The wet-to-dry transition corresponds to a decrease in sediment input but also to a decrease in fluvial efficiency as the runoff nears 0, which prevents the incision.

In the northern Pyrenean foreland, incision and abandonment of alluvial terraces has been linked to cold-to-warm climatic transitions (Mouchéné et al., submitted; Chapitre 2) where the rapid decrease in sediment flux and gradual transitioning of the river to a single meandering thread, with a low width/depth ratio, would encourage vertical incision (e.g. Hancock and Anderson, 2002).

Warm-to-cold transitions can also be associated with incision because of the increase in runoff variability and decline in vegetation that characterizes these periods, but in nature, they are usually more gradual than cold-to-warm transitions.

During glacial (dry, cold) periods, regolith is actively produced on hillslopes by efficient frost cracking but it is mobilized only at the onset of the following interglacial (wetter) period, when rainfall increases (e.g. Carretier et al., 1998). To reproduce this, the model would need to include a climate (temperature)-dependant law for the formation of sediment.

In nature, incision is not always related to the return of wetter conditions (Meyer et al., 1995; Pepin et al., 2013). Meyer *et al.* (1995) suggest that channel incision of the terraces in their study site (northwestern Yellowstone National Park) happens during warmer, more drought-prone periods because of the infrequent floods scouring the channel bed. Langston *et al.* (2015) recently modelled a similar pattern of incision by applying more intense, longer duration precipitation events during interglacial periods, but without changing the average precipitation rate.

Aggradation and incision thus seem to be controlled by the variability in rainfall intensity and event duration but also by temperature-dependent hillslope processes rather than by mean precipitation rate.

Several experiments suggest that the longer the foreland, the more it buffers the effects of short period variations (Métivier and Gaudemer, 1999; Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005), so the effect of rapid climatic changes could be dampened by the foreland dimensions of our model. However, in nature, a number of studies relate terrace incision with climatic changes (Barnard et al., 2006; Bridgland and Westaway, 2008). This also seems to be the case in the northern Pyrenean foreland

where terrace abandonment was related to Quaternary climatic changes, although the model does not reproduce this pattern (it does not produce terraces at all).

6.4. Uplift rate

In the experiment where uplift stops after 15.3 My (Exp. 4a), the mountains erode at a rate of 0.19 mm y⁻¹, comparable to the highest values obtained through estimation of basin-averaged erosion rates using cosmogenic nuclides in the northern Pyrenees (0.01 to 0.16 mm y⁻¹ Mouchéné et al., in prep., Chapitre 2). Uplift is thought to have significantly decreased in the Pyrenees since the Miocene and our results suggest that the Lannemezan megafan could have been built in a period of reduced tectonic uplift. The evolution of the piedmont is very similar to that of the default experiment (where uplift is maintained 0.3 mm y⁻¹) except for the entrenchment that is refilled in experiment 4a.

6.5. Flexural isostatic rebound

We attempted to simulate the effect of flexural isostatic rebound on the incision pattern through tilting of the model. Although this simplistic approach does not reproduce the flexural response to erosional unloading of the range in detail, the slope of the fan topographic profile increases with time through this process and this could result in the abandoned alluvial surfaces showing increasing slopes, as observed in the northern Pyrenean foreland. However, in the experiment, tilting prevented permanent

entrenchment (incision was only temporary), which emphasizes the role of autogenic processes as the main driving mechanism for permanent entrenchment.

Quantification of this increase in slope, though complicated by poor outcrop conditions, needs to be done in the northern Pyrenean piedmont to compare with the slope angles obtained in our model. In the model, the topographic profiles merge downstream as is observed on the long profiles of the Lannemezan terraces.

In the northern Pyrenean foreland, subsidence is slowing down since the Eocene and can be null or even negative (uplift) near the range front. For Desegaulx and Brunet (1990), this “unflexing” is coeval with erosion of the range providing the molasse of the foreland deposits (including the Lannemezan megafan) and it could be due to (i) isostatic equilibration after relaxation of the lateral compressive stresses and/or (ii) isostatic equilibration due to heating of the cold compression root. We suggest that the tilting of the northern foreland terraces is linked to one of these deep-seated mechanisms.

In future work, an improved flexural model will be integrated in the CIDRE code to produce a more realistic simulation.

Conclusions

Numerical modelling of the evolution of a catchment/foreland system has provided (i) new insight in the building and incision of a foreland megafan and (ii) key elements to infer the driving forces in the natural evolution of the Lannemezan megafan and its mountainous catchment, in the northwestern Pyrenees.

The foreland must be large enough to provide sufficient space for the fan to expand for a long period of time and a lack of subsidence may help this process. The role of transverse rivers flowing along the sides of the foreland seems to be critical in the building and incision of the megafan. They also rapidly capture the closest streams exiting the range, which allows for a central mountainous stream to be singled out and to provide for most of the foreland deposits (stacked in a megafan). In the northern Pyrenean foreland, the efficient Adour and Garonne rivers may have helped the shaping of the Lannemezan megafan by clearing the sediment and water fluxes out of the megafan. The megafan grows thanks to the autogenic oscillations between sheet-flow and channelized flow. This triggers small incisions that are subsequently overfilled and rapid lateral movement of the flow over the whole fan surface.

Permanent entrenchment of the Lannemezan megafan is most likely the result of autogenic processes through (i) progressive headward incision of a thalweg from the foot of the fan (not too far from the apex) and (ii) final and rapid incision of the apex to connect this thalweg to the mountainous outlet of the feeding river. No external forcing is needed to induce long-term entrenchment on the order of magnitude observed in the field (100 m of vertical incision near the apex). However, on a shorter time-scale, the

incision is also influenced by the Quaternary climatic changes as suggested by the abandonment of a terrace staircase along the foreland rivers incising the Lannemezan megafan. The change in precipitation rate alone does not seem to be sufficient to produce these episodic incision and temperature-dependent hillslope processes may also be involved.

The incision pattern may also be influenced by flexural isostatic rebound in response to deep-seated re-adjustment at the end of the orogeny, as exemplified in the northern Pyrenean foreland by the slope of the terraces increasing with time. However, this process appears to impede efficient incision of the fan rather than promote it.

References

- Abrahami, R., 2015. Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au Mégafan. (PhD Thesis). Université de Grenoble.
- Abrams, M.J., Chadwick, O.H., 1994. Tectonic and climatic implications of alluvial fan sequences along the Batinah coast, Oman. *Journal of the Geological Society* 151, 51–58.
- Arboleya, M.-L., Babault, J., Owen, L.A., Teixell, A., Finkel, R.C., 2008. Timing and nature of Quaternary fluvial incision in the Ouarzazate foreland basin, Morocco. *Journal of the Geological Society* 165, 1059–1073.
- Assine, M.L., Corradini, F.A., do Nascimento Pupim, F., McGlue, M.M., 2014. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology* 301, 172–184.
- Azambre, B., Crouzel, F., 1988. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1053 Bagnères-de-Bigorre. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- 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.
- Barnard, P.L., Owen, L.A., Finkel, R.C., 2006. Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest: their characteristics, age and formation. *Journal of the Geological Society* 163, 383–399.
- Braun, J., Voisin, C., Gurlan, A.T., Chauvel, C., 2015. Erosional response of an actively uplifting mountain belt to cyclic rainfall variations. *Earth Surface Dynamics* 3, 1–14.
- Bridgland, D., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285–315.
- Brocard, G.Y., Van der Beek, P.A., 2006. Influence of incision rate, rock strength, and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (southeast France). *Tectonics, climate, and landscape evolution* 398, 101.
- Carretier, S., Goddérés, Y., Delannoy, T., Rouby, D., 2014. Mean bedrock-to-saprolite conversion and erosion rates during mountain growth and decline. *Geomorphology* 209, 39–52.
- Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research* 17, 361–381.
- Carretier, S., Lucazeau, F., Ritz, J.-F., 1998. Approche numérique des interactions entre faille active, climat et érosion : exemple de la faille de Bogd, Gobi Altay, Mongolie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes* 326, 391–397.
- Carretier, S., Martinod, P., Reich, M., Goddérés, Y., 2015. Modelling sediment clasts transport during landscape evolution. *Earth Surface Dynamics Discussions* 3, 1221–1254.
- Carretier, S., Poisson, B., Vassallo, R., Pepin, E., Farias, M., 2009. Tectonic interpretation

- of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. *Journal of Geophysical Research* 114, F02003 doi: 10.1029-2008JF001080.
- Champagnac, J.-D., van der Beek, P., Diraison, G., Dauphin, S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova* 20, 213–220.
- Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Kirkby, M.J., 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 269–288.
- Crosta, G.B., Frattini, P., 2004. Controls on modern alluvial fan processes in the central Alps, northern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 267–293.
- Dade, W.B., Verdeyen, M.E., 2007. Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief. *Journal of the Geological Society* 164, 353–358.
- DeCelles, P.G., Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1915–1334.
- Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, VI, 295–306.
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics* 182, 211–225.
- 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* 116, F04036 doi: 10.1029-2011JF002095.
- Dühnforth, M., Densmore, A.L., Ivy-Ochs, S., Allen, P.A., 2008. Controls on sediment evacuation from glacially modified and unmodified catchments in the eastern Sierra Nevada, California. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1602–1613.
- Dühnforth, M., Densmore, A.L., Ivy-Ochs, S., Allen, P.A., Kubik, P.W., 2007. Timing and patterns of debris flow deposition on Shepherd and Symmes creek fans, Owens Valley, California, deduced from cosmogenic ¹⁰Be. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S15 doi:10.1029-2006JF000562.
- Fontana, A., Mozzi, P., Marchetti, M., 2014. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology* 301, 150–171.
- Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V.N., Faccenna, C., 2015. Plio-Quaternary uplift of the Iberian Chain (central–eastern Spain) from landscape evolution experiments and river profile modeling. *Geomorphology* 246, 48–67.
- Guerit, L., Métivier, F., Devauchelle, O., Lajeunesse, E., Barrier, L., 2014. Laboratory alluvial fans in one dimension. *Physical Review E* 90, 022203 doi: 10.1103-PhysRevE.90.022203.
- Guzzetti, F., Marchetti, M., Reichenbach, P., 1997. Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy). *Geomorphology* 18, 119–136.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*

- 114, 1131–1142.
- Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology* 45, 67–87.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2002. 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.
- Humphrey, N.F., Heller, P.L., 1995. Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation. *Geology* 23, 499–502.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26, TC5007.
- Kim, W., Muto, T., 2007. Autogenic response of alluvial-bedrock transition to base-level variation: Experiment and theory. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S14.
- Lague, D., 2010. Reduction of long-term bedrock incision efficiency by short-term alluvial cover intermittency. *Journal of Geophysical Research* 115, F02011 doi:10.1029–2008JF001210.
- Langston, A.L., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2015. Interpreting climate-modulated processes of terrace development along the Colorado Front Range using a landscape evolution model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, doi: 10.1002–2014JF003403.
- Lavé, J., Avouac, J.-P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 106, 26561–26591.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289–292.
- Meyer, G.A., Wells, S.G., Jull, A.J.T., 1995. Fire and alluvial chronology in Yellowstone National Park: Climatic and intrinsic controls on Holocene geomorphic processes. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1211–1230.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., 1999. Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes. *Basin Research* 11, 293–303.
- Milana, J.P., Ruzycki, L., 1999. Alluvial-fan slope as a function of sediment transport efficiency. *Journal of Sedimentary Research* 69, 553–562.
- Mouchéné, M., van der Beek, P., Mouthereau, F., Carcaillet, J., Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France. Submitted to *Geomorphology*.
- Murray, A.B., Paola, C., 1997. Properties of a cellular braided-stream model. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 1001–1025.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro-vs. retro-foreland basins. *Basin Research* 20, 285–303.
- Nicholas, A.P., Clarke, L., Quine, T.A., 2009. A numerical modelling and experimental study of flow width dynamics on alluvial fans. *Earth Surface Processes and*

- Landforms 34, 1985–1993.
- Nicholas, A.P., Quine, T.A., 2007. Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. *Geology* 35, 527–530.
- Paris, J.-P., 1975. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1054 Montréjeau. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing. *Geomorphology* 122, 78–90.
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., Regard, V., Charrier, R., Farias, M., García, V., Giambiagi, L., 2013. Pleistocene landscape entrenchment: a geomorphological mountain to foreland field case, the Las Tunas system, Argentina. *Basin Research* 25, 613–637.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research* 35, 853–870.
- Rohais, S., Bonnet, S., Eschard, R., 2011. Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system. *Basin Research* 24, 198–212.
- Schlunegger, F., Norton, K.P., 2014. Climate vs. tectonics: the competing roles of Late Oligocene warming and Alpine orogenesis in constructing alluvial megafan sequences in the North Alpine foreland basin. *Basin Research* 27, 230–245.
- Schumm, S.A., 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers* 485–515.
- Simpson, G.D.H., 2006. Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research* 18, 125–143.
- 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., Bradley, D.N., 2010. Trouble with diffusion: Reassessing hillslope erosion laws with a particle-based model. *Journal of Geophysical Research* 115, F00A10 doi: 10.1029-2009JF001264.
- van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M.G., 2009. Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study. *Sedimentology* 56, 1569–1589.
- 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, 17661–17674.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 107, doi: 10.1029-2000JB000044.

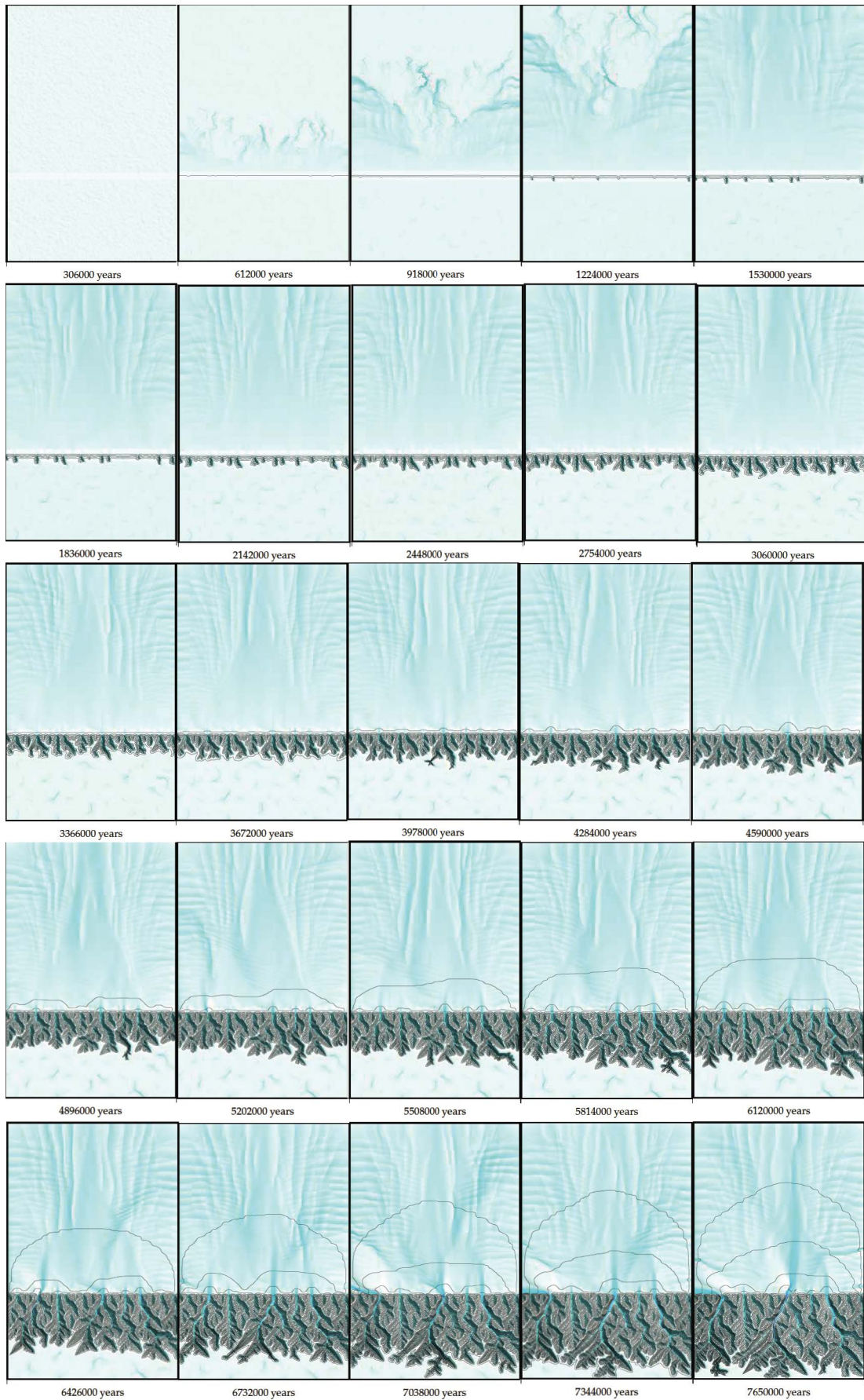
Résultats des modélisations

Les résultats des expériences de modélisation décrites dans l'article précédent sont reproduits ici :

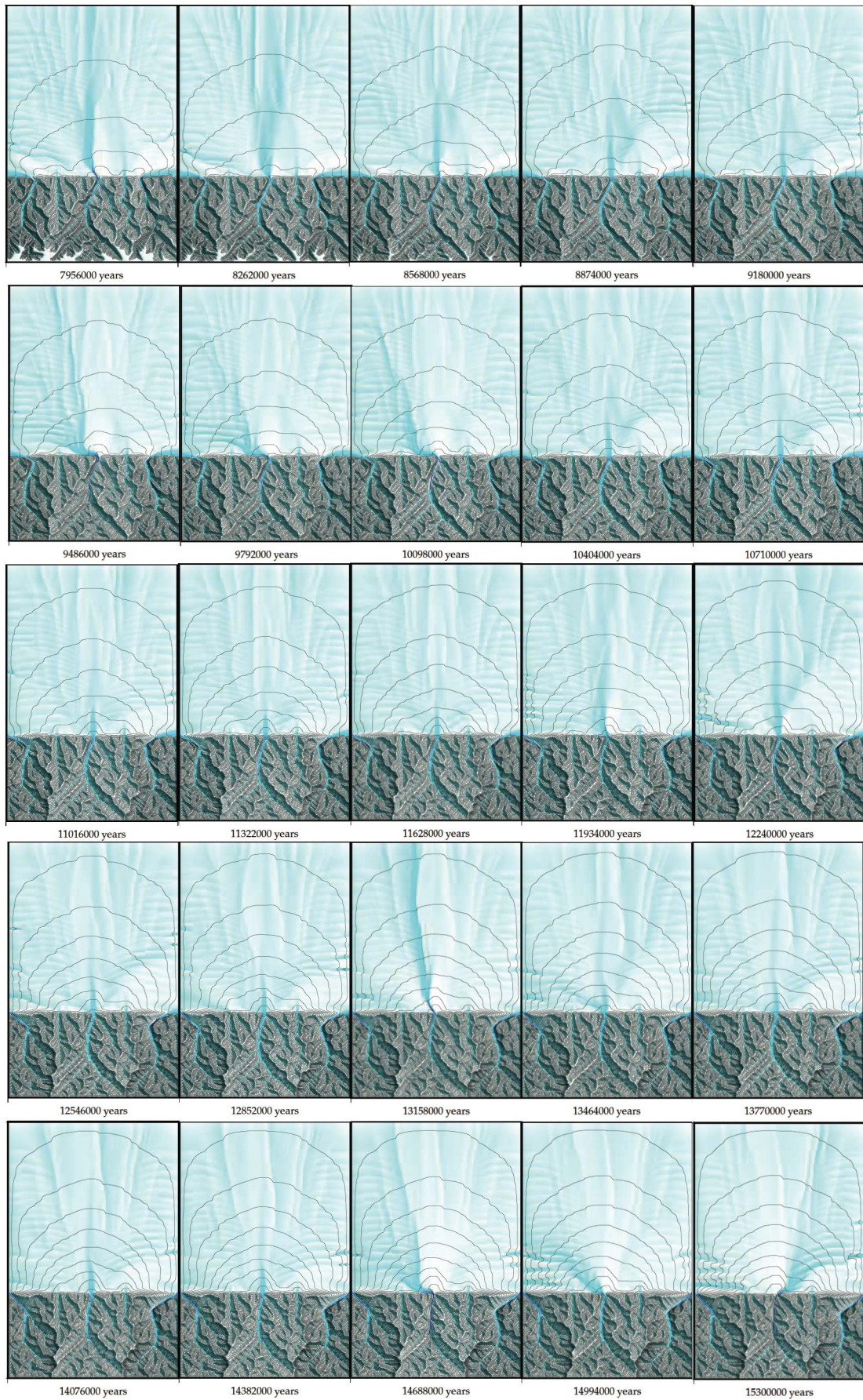
- la phase de construction du méga-cône (pages 268 et 269), qui dure 15,3 Ma
- la phase d'incision autogénique (pages 270 et 271), qui dure 500 ka

Les traits noirs marquent les courbes de niveau, espacées de 100 m verticalement.

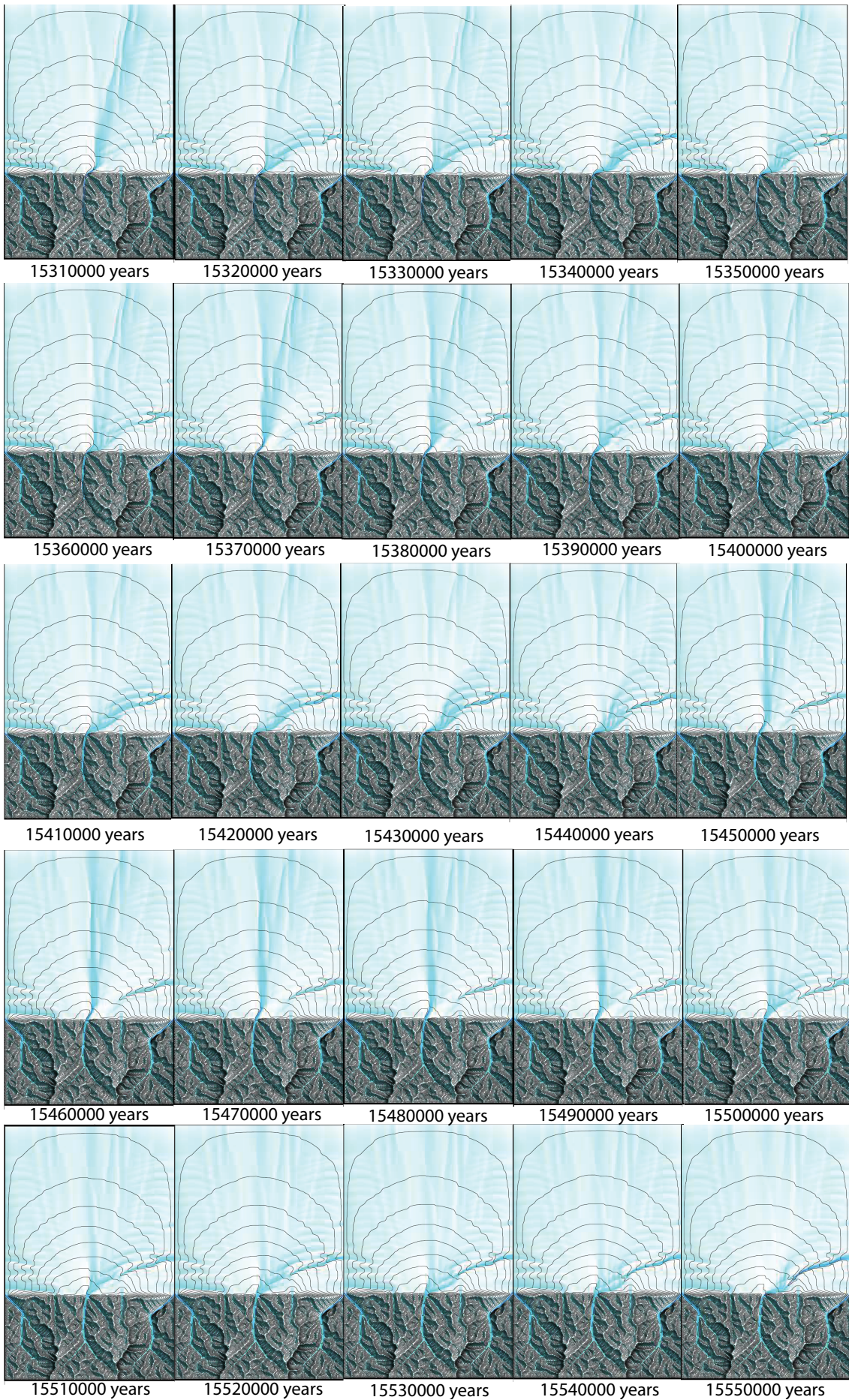
CONSTRUCTION



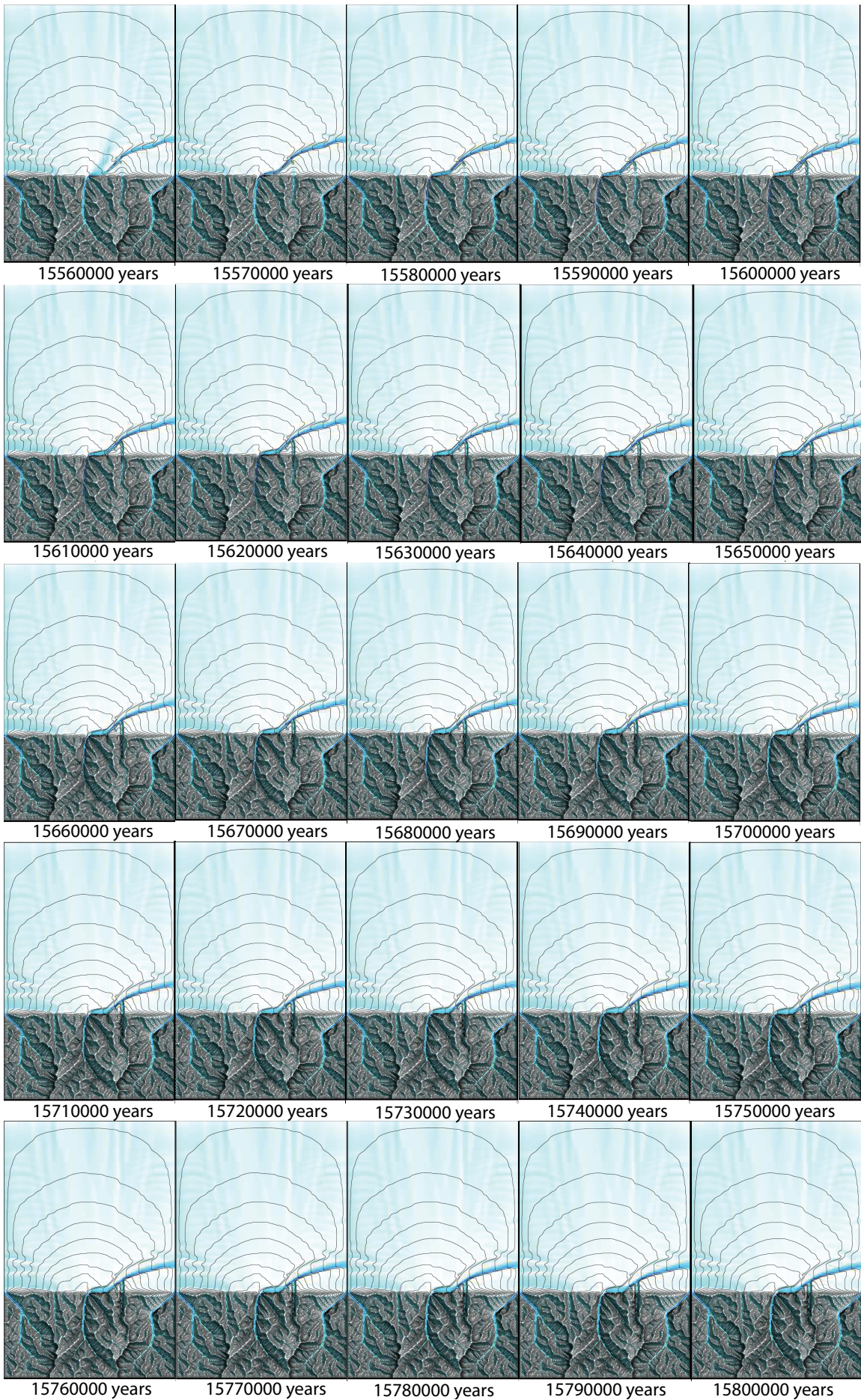
CONSTRUCTION



INCISION



INCISION



|| Synthèses & Perspectives

Synthèse & Perspectives

L'objectif principal de ce travail était de répondre à la question :

Qu'est-ce qui contrôle l'évolution géomorphologique post-orogénique d'un ensemble composé d'un bassin versant montagneux et de son piémont ?

Pour analyser l'évolution du système couplé bassin versant de montagne/méga-cône alluvial de piémont et sa réponse aux forçages externes, j'ai utilisé une approche multi-échelle et plusieurs outils complémentaires qui permettent une compréhension de ce système source-to-sink dans son ensemble. J'ai ainsi pu mettre en évidence l'importance de la dynamique propre du système fluvial et des contrôles externes dans l'évolution du paysage à différentes échelles spatiales et temporelles, de la construction du méga-cône depuis le Miocène jusqu'à son abandon et incision au Quaternaire.

Synthèse des résultats

1. Exhumation de la chaîne Pyrénéenne et construction du méga-cône alluvial de Lannemezan

Afin de comprendre le rôle des différents facteurs de forçage du paysage dans l'évolution du flanc nord des Pyrénées et de son piémont, j'ai cherché à quantifier et caractériser l'organisation spatiale et temporelle de l'érosion et des dépôts. Les relations entre l'exhumation de la chaîne Pyrénéenne et la construction d'un méga-cône alluvial dans son piémont nord ont été étudiées grâce aux méthodes suivantes : (i) les traces de fission sur apatites (AFT) d'échantillons de socle cristallin et d'échantillons détritiques, dans les dépôts du méga-cône et les rivières actuelles, afin de préciser les périodes et vitesses d'exhumation ; (ii) la caractérisation de la pétrographie et du contenu en minéraux lourds des sédiments du méga-cône et des rivières actuelles pour identifier la zone source des sédiments du cône ; et (iii) une estimation des volumes érodés dans le bassin versant et déposés dans le méga-cône qui permet de préciser l'acheminement des sédiments de la source vers le piémont et le bassin marin profond.

Les données de thermochronologie (AFT) des massifs de la Zone Axiale (ZA) et Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) confirment les phases d'exhumation décrites par d'autres auteurs (Yelland 1990; Fitzgerald et al. 1999; Sinclair et al. 2005; Gibson et al. 2007; Jolivet et al. 2007; Mouthereau et al. 2014; Vacherat et al. 2014). La phase d'exhumation majeure (~50-30 Ma) est enregistrée dans toute la ZA bien qu'avec des vitesses différentes à l'est (Ariège) qu'à l'ouest (cf. Chapitre 1). La ZNP est excavée plus tardivement (à partir de ~20 Ma). Cette exhumation est liée à l'activité tectonique de

l'orogène. Une phase tardive d'exhumation (vers 15-20 Ma) est enregistrée dans la partie ouest de la chaîne (Pic du Midi de Bigorre), confirmant les observations précédentes dans cette zone limitée à l'Est par la Neste (Jolivet et al. 2007). Les données AFT détritiques sont cohérentes avec ces observations.

La Neste est la rivière qui semble avoir produit le méga-cône de Lannemezan, du Miocène au Plio-Quaternaire, bien qu'elle en soit aujourd'hui déconnectée. **La période de formation du méga-cône correspond donc à une phase post-orogénique où la tectonique cesse de jouer un rôle dominant, mais le bassin versant d'alimentation du cône se situe à une position charnière entre une zone qui s'exhume encore tardivement (à l'ouest) et une zone où l'exhumation est, pour l'essentiel, terminée (à l'est).**

Les données de pétrographie des sédiments du cône indiquent une zone source qui inclut la ZNP et la ZA, aujourd'hui encore drainées par la Neste. Cependant, la proportion de matériel cristallin dans les sédiments Oligocène à Miocène du piémont est plus faible que celle présente dans les sédiments des rivières actuelles (Adour, Neste et Garonne). Cette différence pourrait suggérer que les massifs cristallins n'étaient pas suffisamment exhumés à l'époque de la construction du méga-cône mais cela semble incohérent avec la présence de ce type de matériel dans les sédiments du flanc sud des Pyrénées à une époque plus ancienne (Eocène-Oligocène ; Beamud et al., 2011). Une autre explication pourrait être une migration de la ligne de partage des eaux vers le sud au cours du Miocène pour inclure une part plus large de la ZA dans les bassins versants du flanc nord actuellement ; mais là encore, ce scénario ne semble pas cohérent avec l'histoire d'exhumation de la chaîne telle qu'elle est envisagée actuellement (cf. Chapitre 1). Enfin,

on pourrait expliquer cette différence en invoquant des sources plus locales pour les sédiments Moi-Pliocène de Lannemezan, mais ce type d'apport distribué n'est pas cohérent avec la notion d'un mégafan (ou l'apport se fait par un seul drain principal).

J'ai fait une estimation du volume nécessaire ayant été érodé dans le bassin versant pour produire le dépôt du méga-cône de Lannemezan, à partir de la taille du cône et en tenant compte de la compaction et du volume de roche éventuellement dissous. Ce volume, combiné avec les taux d'exhumation calculés à partir des données AFT détritiques, permet d'estimer la taille que devait avoir le bassin versant au Miocène pour produire le matériel du méga-cône. Mes résultats indiquent que le bassin versant actuel de la Neste est plus que suffisant pour produire le volume des sédiments du méga-cône, ce qui suggère que (i) la taille du bassin versant n'a pas nécessairement changé depuis la construction du méga-cône et (ii) une certaine fraction des sédiments érodés dans le bassin versant a pu être directement exportée vers le bassin marin sans être stockée (ou seulement temporairement) dans le méga-cône.

Le méga-cône alluvial n'est donc pas nécessairement lié à un système fluvial particulièrement grand et ne comprend pas un enregistrement complet du flux sédimentaire qui provient du bassin versant montagneux.

Finalement, les réorganisations du réseau de drainage à l'échelle régionale à une époque où les modalités d'exhumation changent et où la subsidence du bassin diminue, ont certainement permis de mettre en place les conditions d'érosion, de transport et de dépôt dans la chaîne et son piémont nord, propices au développement d'un méga-cône alluvial.

2. Abandon et incision du cône

Après une phase de construction par accumulation de sédiment, le méga-cône alluvial de Lannemezan a été abandonné et n'est plus alimenté par la Neste, qui va, en même temps que les autres rivières du piémont (Garonne et réseau de rivières développées radialement sur le cône), l'inciser.

Pour comprendre la dynamique qui entraîne cet abandon et l'incision du cône, j'ai (i) daté l'abandon de surfaces alluviales du piémont (dernier dépôt du cône et terrasses alluviales) grâce aux nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) et (ii) extrait certains paramètres géomorphologiques de modèles numériques de terrain (MNT).

Les résultats de l'analyse par nucléides cosmogéniques suggèrent que le méga-cône est abandonné vers ~ 300 ka, soit bien plus récemment que ne le suggéraient les études précédentes (ex. Hubschman 1975). La double datation (^{10}Be et ^{26}Al) permet d'estimer que la surface a été relativement bien préservée depuis son abandon. Cet âge et celui d'abandon des terrasses alluviales qui s'étagent le long des rivières du piémont (~ 100 ka ; ~ 20 ka et ~ 1 ka) suggèrent un contrôle climatique de l'abandon et l'incision qui seraient favorisés par le changement de régime fluvial aux transitions glaciaires/interglaciaires.

L'analyse du profil en long des terrasses et rivières du piémont révèle que la pente vers le nord des terrasses alluviales augmente avec leur âge, ce qui correspond à une augmentation de la concavité du profil des rivières au cours du temps. Cette observation m'a amenée à formuler l'hypothèse d'un basculement vers le Nord de l'ensemble de la région au cours de l'incision. Un tel mouvement pourrait être provoqué par un rebond isostatique en réponse à l'érosion de la chaîne au Quaternaire (ex. Champagnac et al., 2008).

J'ai utilisé le proxy χ (intégrale de la relation pente-aire drainée) pour évaluer l'état du système fluvial. Une réorganisation du réseau de drainage par capture est observée dans la partie sud du cône, entre la Garonne/Neste et les rivières du cône. Ailleurs dans le piémont cette analyse, ainsi que celle de l'indice de pente k_s , ne semble pas révéler d'anomalie qui aurait traduit l'influence d'une structure tectonique active sur le réseau de drainage, ni une capture claire d'une partie du réseau par une autre. Les profils en long des rivières ne montrent pas de *knickpoint*, ce qui est cohérent avec les résultats précédents.

Finalement, l'abandon du méga-cône alluvial et son incision épisodique par le réseau de drainage du piémont, pourraient être liés à la capture de la Neste par la Garonne et aux changements de dynamique d'écoulement aux transitions climatiques du Quaternaire.

3. Apports de la modélisation numérique

La modélisation numérique présente l'avantage de permettre une exploration de la dynamique d'incision et de dépôt au cours du temps. De plus, les conditions externes qui peuvent influencer l'évolution du paysage sont maîtrisées et connues.

J'ai utilisé un modèle numérique pour comprendre les conditions de formation, d'abandon et d'incision d'un méga-cône alluvial dans un contexte comparable à celui du piémont nord-Pyrénéen, et comparé les résultats aux observations faites sur le cône de Lannemezan et son bassin versant.

Le modèle a permis de construire un système méga-cône de piémont/bassin versant de montagne dont les caractéristiques (taille, morphologie, réseau de drainage) sont comparables à celles du système Lannemezan/Neste (Figure 1). Les résultats suggèrent que **le temps caractéristique de construction d'un tel cône est de l'ordre de 15 Ma**. Au cours de la construction, le réseau de drainage de la partie montagneuse du modèle se réorganise pour qu'une seule rivière centrale devienne dominante dans les apports en sédiment du piémont, alors que les autres rivières sont rapidement orientées vers les bords du modèle. La rivière centrale balaie alors l'ensemble du piémont et le cône prograde. Les cycles autogéniques d'écoulement (alternant entre diffusif et chenalisé, avec une grande mobilité latérale), supposés typique de la construction des méga-cônes (ex. Leier et al., 2005, Nicholas et al., 2009), sont effectivement reproduits par le modèle. Des incisions temporaires sont observées, qui sont rapidement à nouveau remplies par les nouveaux apports de sédiments.

La comparaison des résultats de la modélisation numérique avec le cas de Lannemezan (Figure 1 ; Chapitre 3) suggère que (1) le bassin profond (Océan atlantique) à l'ouest, qui influence la réorientation des les rivières de l'ouest du Bassin

Aquitain (jusqu'à l'Adour inclus), et (2) les grandes rivières, au transport efficace (Garonne, Ariège, etc.), bien que n'ayant pas construit de cône alluvial (la Garonne a sans doute participé à la construction du cône mais pas dominant, l'Adour a fait un cône de taille très réduite), créent un environnement propice à la formation du méga-cône (similaire aux « conditions de bords libres » du modèle). L'absence de subsidence dans le modèle pourrait également avoir favorisé la progradation du cône sur une grande surface ; la subsidence faible (voire du soulèvement ; Desegaulx and Brunet 1990) du piémont nord-Pyrénéen lors de la construction du méga-cône de Lannemezan pourrait avoir produit ce même effet.

Après une phase de construction et de stabilisation, le cône est finalement incisé profondément et de manière permanente par la rivière d'alimentation. Cette incision survient lorsqu'un thalweg, qui a été progressivement incisé régressivement, finit par être connecté à la rivière principale à l'apex. Une forte incision (~100 m) survient alors à l'apex et dans le thalweg en moins de 10 ka. Cette observation suggère que **les processus autogéniques sont suffisants pour produire sur le long terme une incision profonde et permanente du méga-cône par sa rivière d'alimentation**. Si les processus autogéniques sont effectivement le moteur principal de l'incision long-terme dans le piémont nord-Pyrénéen, la présence de terrasses alluviales témoigne d'une dynamique d'incision épisodique qui dure depuis ~300 ka, ce qui pourrait traduire une influence des cycles climatiques.

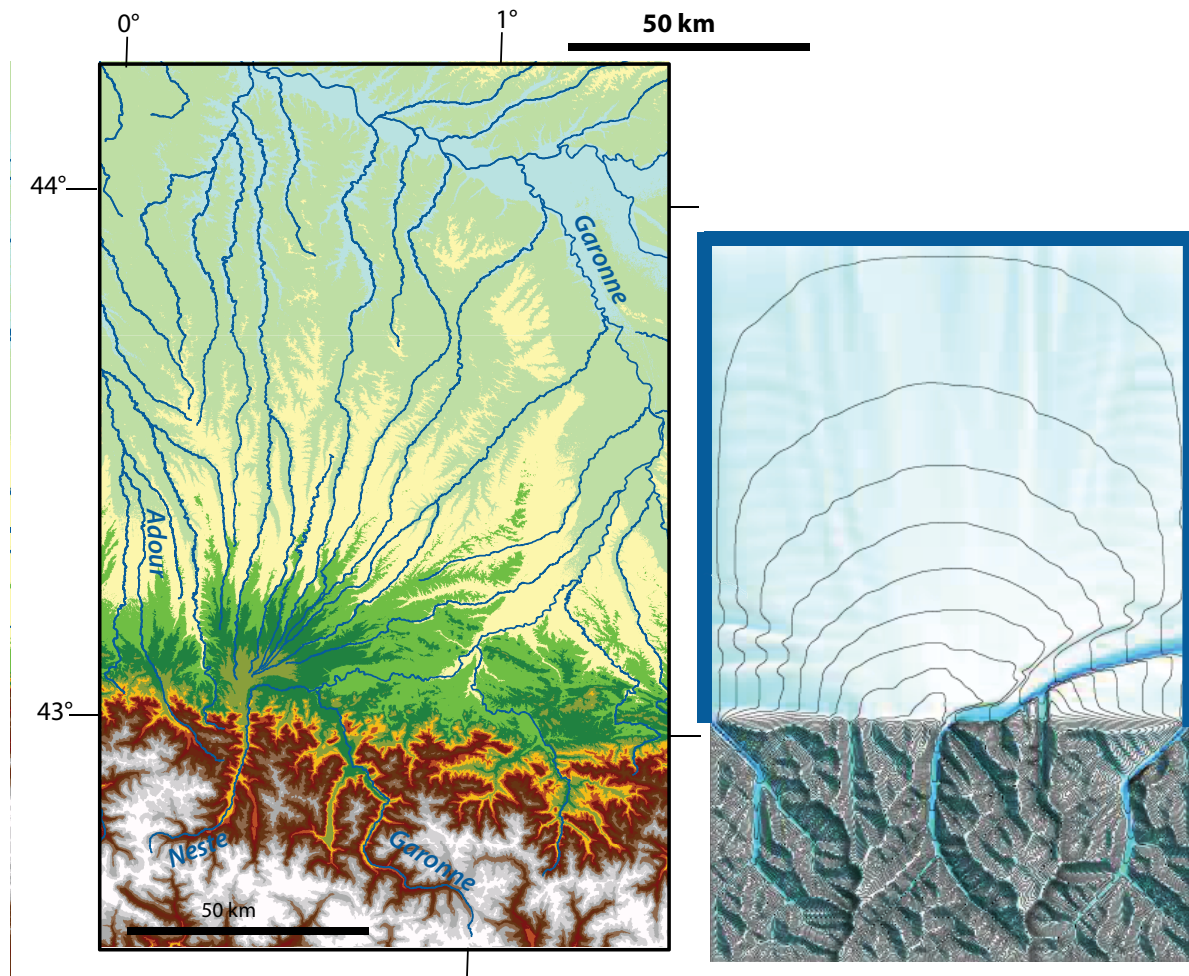


Figure 1 Comparaison entre le MNT du nord des Pyrénées et mega-cône de Lannemezan (ASTER GDEM, changement de teinte à chaque tranche de 100m d'altitude) et topographie du modèle montrant une incision autogénique (modèle *default* Chapitre 3), courbes de niveau à 100m, lignes bleues épaisses sur les bords libres), même échelle horizontale.

J'ai testé l'influence des différents forçages externes (vitesse de surrection, précipitations moyennes, variation du niveau de base, etc.) sur l'incision. Il semble que les processus autogéniques soient dominants sur l'incision permanente long-terme et les forçages externes ne font que moduler (accélérer, ralentir ou empêcher) l'incision. Les modalités de réponse du paysage (temps de réponse, interactions entre le piémont et le bassin versant) ont pu être plus clairement observées grâce au modèle. Notamment, **la réponse du paysage à un forçage climatique cyclique montre un**

temps caractéristique de l'ordre de 10 ka, ce qui est cohérent avec les études précédentes (ex. Braun et al., 2015).

J'ai testé l'hypothèse d'un basculement de l'ensemble de la région vers le nord (par rebond isostatique) qui pourrait être à l'origine de l'augmentation de la concavité des rivières du piémont au cours de l'incision. **Le basculement est effectivement un moyen de produire une pente de plus en plus forte sur le cône mais il semble freiner l'incision permanente** et son rôle dans l'évolution du piémont nord-Pyrénéen reste indéterminé.

Finalement, la modélisation a permis de mettre en évidence les **interactions entre le piémont et la chaîne**. Si l'incision peut avoir été initiée au niveau de base (ex : régression du thalweg dans le modèle, niveau de base local joué par la Garonne dans le piémont nord-Pyrénéen), la **zone de transition montagne-piémont** joue un rôle très important (incision de l'apex) et l'incision se propage vers l'amont (montagne) et l'aval (piémont) à partir de ce point. **Le moteur principal de la construction et de l'incision long-terme semble être lié aux processus autogéniques, les forçages externes jouant un rôle de second ordre en modulant ce signal.**

Perspectives

Les scénarios proposés pour expliquer la différence observée entre la composition des sédiments du cône et celle des rivières actuelles (qui contiennent notamment une fraction plus importante de matériel granitique) présentent des contradictions apparentes avec d'autres observations et ne sont pas donc pas totalement satisfaisants. La question de la délimitation de la zone source des sédiments du méga-cône pourrait être mieux envisagée grâce à (i) une caractérisation plus précise de la pétrographie des différentes unités de la chaîne (couverture Mésozoïque de la ZNP, encaissant Paléozoïque de la ZA), et (ii) une étude comparée des sédiments déposés à la même période (Oligocène-Miocène) au flanc sud de la chaîne. L'utilisation d'autres marqueurs de provenance (ex. géochimie, U-Pb) pourrait également permettre de préciser les résultats.

Le manque de contraintes précises sur l'évolution du climat au moment de la formation du méga-cône (Miocène) ne permet pas d'évaluer précisément le rôle du climat sur la sédimentation et l'érosion. De manière générale, le climat semble avoir été un facteur moins déterminant dans l'évolution du méga-cône de Lannemezan qu'il ne l'a été dans la construction d'autres méga-cônes dans le monde (par exemple, ceux construits aux pieds de l'Himalaya sont influencés par la mousson ; ex. Abrahami, 2015). La saisonnalité plus importante qui se développe au Pliocène (Jiménez-Moreno et al. 2010) pourrait avoir influencé le style de dépôt dans le cône, qui devient plus torrentiel à cette époque. On peut se demander si une modification climatique au début du Miocène n'influence pas l'érosion de la chaîne et l'écoulement vers et dans le piémont pour produire la dynamique de dépôt particulière du méga-cône (avulsions, écoulement

diffusif, etc.). Il serait donc intéressant d'essayer de mieux contraindre le paléoclimat Moi-Pliocène (en utilisant les archives polliniques ou des isotopes stables par exemple).

Plus généralement, l'asymétrie (structurale, climatique, topographique) de la chaîne des Pyrénées soulève la question de l'évolution conjointe des versants nord et sud (et leur piémont respectif). La comparaison entre l'évolution décrite dans cette thèse et celle du versant et piémont sud pourrait améliorer la compréhension du rôle des différents facteurs d'évolution du paysage (côté pro *versus* retro du prisme orogénique).

J'ai essayé de comparer les taux d'exhumation long-terme dans la chaîne, obtenus à partir des données de thermochronologie, aux vitesses d'érosion moyennée sur les bassins versants à l'échelle millénaire, estimées à partir des concentrations en nucléides cosmogéniques des sables de rivières (Chapitre 1). Le nombre d'échantillon étant très réduit (deux échantillons AFT et trois échantillons analysés par nucléides cosmogéniques) et les résultats assez variables ne permettent pas de conclure sur un éventuel changement de facteur d'évolution dominant entre ces deux échelles de temps. Ces résultats préliminaires ne montrent pas clairement une augmentation du taux d'érosion au Quaternaire dans les Pyrénées, comme cela a pu être observé pour les Alpes (e.g. Glotzbach et al., 2013). Ce travail mérite pourtant d'être poursuivi, sur un plus grand nombre d'échantillons.

J'ai montré que l'incision long-terme du piémont nord-Pyrénéen au Quaternaire semble être principalement influencée par les processus autogéniques d'érosion et d'écoulement de la rivière. Une étude de ces processus autogéniques à une plus petite

échelle spatiale pourrait permettre de mieux comprendre les phénomènes physiques qui contrôlent, sur les versants et dans le domaine chenalisé, les effets de seuil, puisque ceux-ci semblent être critiques dans l'évolution du système (ex. Langston et al. 2015)

Bibliographie

- Abrahami, R., 2015. Erosion et flux sédimentaires associés dans un bassin versant soumis à un régime de mousson : l'exemple de la Tista (Inde), du Sikkim au Mégafan. (PhD Thesis). Université de Grenoble.
- Abrahami, R., van der Beek, P., Huyghe, P., Hardwick, E., Carcaillet, J., 2016. Decoupling of long-term exhumation and short-term erosion rates in the Sikkim Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* 433, 76–88.
- Aguilar, G., Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Riquelme, R., Martinod, J., 2014. Grain size-dependent ^{10}Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region. *Quaternary Geochronology* 19, 163–172.
- Allan, J.D., Erickson, D.L., Fay, J., 1997. The influence of catchment land use on stream integrity across multiple spatial scales. *Freshwater Biology* 37, 149–161.
- Allen, P.A., 2005. Striking a chord. *Nature* 434, 961.
- Allen, P.A., 2008a. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *Geological Society, London, Special Publications* 296, 7–28.
- Allen, P.A., 2008b. From landscapes into geological history. *Nature* 451, 274–276.
- Allen, P.A., Densmore, A.L., 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research* 12, 367–380.
- Allen, P.A., Hovius, N., 1998. Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. *Basin Research* 10, 19–35.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 160, 1–21.
- Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., Garcia-Castellanos, D., Stuart, F.M., Braucher, R., Bourles, D., 2012. Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology* 165-166, 50–61.
- Armitage, J.J., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. *Nature Geoscience* 4, 231–235.
- Assine, M.L., 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 70, 357–371.
- Azambre, B., Crouzel, F., 1988. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1053 Bagnères-de-Bigorre. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- 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.
- Bagnold, R.A., 1977. Bed load transport by natural rivers. *Water Resources Research* 13, 303–312.
- Balco, G., 2001. Cosmogenic Isotope Production Rates Over Large Areas. http://depts.washington.edu/cosmolab/P_by_GIS.html2001.

- Balco, G., Briner, J., Finkel, R.C., Rayburn, J.A., Ridge, J.C., Schaefer, J.M., 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology* 4, 93–107.
- Batt, G.E., Brandon, M.T., 2002. Lateral thinking: 2-D interpretation of thermochronology in convergent orogenic settings. *Tectonophysics* 349, 185–201.
- Beaumont, C., Kooi, H., Willett, S.D., 2000a. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons, Ltd., pp. 29–55.
- Beaumont, C., Munoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000b. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research* 105, 8121–8145.
- Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research* 23, 309–331.
- Belmont, P., Pazzaglia, F.J., Gosse, J.C., 2007. Cosmogenic ^{10}Be as a tracer for hillslope and channel sediment dynamics in the Clearwater River, western Washington State. *Eart* 264, 123–135.
- Bierman, P.R., Steig, E.J., 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 125–136.
- Binnie, S.A., Phillips, W.M., Summerfield, M.A., Fifield, L.K., 2007. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology* 35, 743–746.
- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4), 449–473.
- Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.M., 2006. The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience* 12, 247–273.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994a. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, pp. 1–13.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994b. Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64, 450–489.
- von Blanckenburg, F., 2006. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 462–479.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2–48.
- Bond, R., McClay, K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Geological Society, London, Special Publications* 88, 415–431.
- Bonnet, S., Carretier, S., Christophoul, F., 2014. Dynamique des réseaux hydrographiques et morphologie du piedmont nord-pyrénéen. 24^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Pau.

- Bonnet, S., Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes. In: Butter, S.J.H., Schreurs, G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society of London, Special Publications, 327–339.
- Brardinoni, F. & Hassan, M.A., 2006. Glacial erosion, evolution of river long profiles, and the organization of process domains in mountain drainage basins of coastal British Columbia. *Journal of Geophysical Research*, 111(F1), doi : 10.1029/2005JF000358.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourles, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 251–258.
- Braun, J., Sambridge, M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research* 9, 27–52.
- Braun, J., Voisin, C., Gurlan, A.T., Chauvel, C., 2015. Erosional response of an actively uplifting mountain belt to cyclic rainfall variations. *Earth Surface Dynamics* 3, 1–14.
- Braun, J., Yamato, P., 2010. Structural evolution of a three-dimensional, finite-width crustal wedge. *Tectonophysics* 484, 181–192.
- Brice, J.C., 1964. Fourth genetic factor for sculptural relief. Geological Society of America, Special Paper 82.
- Bridgland, D., Westaway, R., 2008a. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, 285–315.
- Bridgland, D.R., Westaway, R., 2008b. Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: Results from IGCP 449. *Quaternary International* 189, 5–38.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283.
- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Bourlès, D.L., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1998. Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguas River, Puerto Rico) using in-situ-produced. *Earth and Planetary Surface Letters* 160, 723–728.
- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Surface Letters* 129, 193–202.
- Brunet, M.F., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics* 129, 343–354.
- Bull, W.B., 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. US Geological Survey Professional Paper pp. 129.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography* 1, 222–270.
- Carretier, S. & Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research*, 17(3), 361–381.
- Carretier, S., Regard, V., Soual, C., 2009. Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size? *Quaternary Geochronology* 4, 108–123.

- Carretier, S., Regard, V., 2011. Is it possible to quantify pebble abrasion and velocity in rivers using terrestrial cosmogenic nuclides? *Journal of Geophysical Research* 116, doi:10.1029/2011JF001968.
- Carretier, S., Godd ris, Y., Delannoy, T., Rouby, D., 2014. Mean bedrock-to-saprolite conversion and erosion rates during mountain growth and decline. *Geomorphology* 209, 39–52.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Christophoul, F., Charrier, R., Gayer, E., Farias, M., Audin, L., Lagane, C., 2015a. Differences in ^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes. *Quaternary Geochronology* 27, 33–51.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Martinod, J., Christophoul, F., Gayer, E., Audin, L., Lagane, C., 2015b. A note on ^{10}Be -derived mean erosion rates in catchments with heterogeneous lithology: examples from the western Central Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* doi: 10.1002/esp.3748.
- Carretier, S., Martinod, P., Reich, M., Godd ris, Y., 2015c. Modelling sediment clasts transport during landscape evolution. *Earth Surface Dynamics Discussions* 3, 1221–1254.
- Castelltort, S., Simpson, G., 2006. River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges. *Basin Research* 18, 267–276.
- Cavagnetto, C., Anad n, P., 1996. Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology* 92, 281–305.
- Chakraborty, T., Ghosh, P., 2010. The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: Implications for megafan building processes. *Geomorphology* 115, 252–266.
- Chmeleff, J., Blanckenburg, von, F., Kossert, K., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 192–199.
- Choukroune, P., ECORS-Pyrenees-Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23–39.
- Christophoul, F., Soula, J.C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., Deramond, J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications* 208, 229–252.
- Clapp, E.M., Bierman, P.R., Caffee, M., 2002. Using ^{10}Be and ^{26}Al to determine sediment generation rates and identify sediment source areas in an arid region drainage basin. *Geomorphology* 45, 89–104.
- Clapp, E.M., Bierman, P.R., Nichols, K.K., Pavich, M., Caffee, M., 2001. Rates of Sediment Supply to Arroyos from Upland Erosion Determined Using in Situ Produced Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Quaternary Research* 55, 235–245.
- Clapp, E.M., Bierman, P.R., Schick, A.P., Lekach, J., Enzel, Y., Caffee, M., 2000. Sediment yield exceeds sediment production in arid region drainage basins. 28, 995–998.

- Cook, K.L., Turowski, J.M., Hovius, N., 2014. River gorge eradication by downstream sweep erosion. *Nature Geoscience* 7, 682–686.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetostratigraphical constraints. *Basin Research* 22, 904–917.
- Coulthard, T.J., Macklin, M.G., Kirkby, M.J., 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 269–288.
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pällke, H., Lear, C.H., Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature* 433, 53–57.
- Crouzel, F., 1957. Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France* 54, 264pp.
- Dade, W.B., Verdeyen, M.E., 2007. Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief. *Journal of the Geological Society* 164, 353–358.
- Davidson, S.K., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology* 180–181, 82–95.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal* 14, 481–504.
- Davy, P., Lague, D., 2009. Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited. *Journal of Geophysical Research* 114, doi: 10.1029/2008JF001146.
- DeCelles, P.G., Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1915–1934.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, A., Pequera, N., Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38, 567–590.
- Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Guillou, V., Calvet, M., Bourles, D., ASTER Team, 2015. Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change* 132, 39–53.
- Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 41, 359.
- Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J., Bourlès, D.L., Valla, P.G., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 72–83.
- Denny, C.S., 1965. Alluvial Fans in the Death Valley Region California and Nevada. United States Geological Survey Professional Paper 466, 1–66.
- Densmore, A.L., Allen, P.A., Simpson, G., 2007. Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing. *Journal of Geophysical Research* 112, doi:10.1029/2006JF000474.

- Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, VI, 295–306.
- Desegaulx, P., Kooi, H., Cloetingh, S., 1991. Consequences of foreland basin development on thinned continental lithosphere: application to the Aquitaine basin (SW France). *Earth and Planetary Science Letters* 106, 116–132.
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics* 182, 211–225.
- 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* 116, doi: 10.1029–2011JF002095.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D.G., Sklar, L.S., Stock, J.D., Heimsath, A.M., Roering, J.J., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. In: Wilcock, P.R., Iverson, R.M. (Eds.), *Prediction in Geomorphology*. American Geophysical Union, Washington, D. C., 103–132.
- van Dijk, M., Postma, G., Kleinhans, M.G., 2009. Autocyclic behaviour of fan deltas: an analogue experimental study. *Sedimentology* 56, 1569–1589.
- Dubreuilh, J., Capdeville, J.-P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.-P., Simon-Coincon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Geologie de la France* 4, 3–26.
- Dühnforth, M., Densmore, A.L., Ivy-Ochs, S., Allen, P.A., 2008. Controls on sediment evacuation from glacially modified and unmodified catchments in the eastern Sierra Nevada, California. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1602–1613.
- Dunai, T.J., 2010. *Cosmogenic Nuclides*. Cambridge University Press.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P.F., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–11.
- Erdoş, Z., van der Beek, P., Huisman, R.S., 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics* 33, 617–634.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Guiot, J., Diniz, F., Feddi, N., Zheng, Z., Bessais, E., Drivaliari, A., 1999. Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 15–36.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W., Smith, G.H.S., 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology* 261–262, 15–32.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2011. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research* 24, 401–417.
- Fillon, C., Gautheron, C., van der Beek, P.A., 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society* 170, 67–77.

- Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research* 24, 418–436.
- Fitzgerald, P.G., Stump, E., Redfield, T.F., 1993. Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science* 259, 497–499.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F., Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research* 100, 20175–20191.
- Fitzgerald, P.G., Munoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 157–170.
- Fontana, A., Monegato, G., Zavagno, E., Devoto, S., Burla, I., Cucchi, F., 2014a. Evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: The Cormor megafan (NE Italy). *Geomorphology* 204, 136–153.
- Fontana, A., Mozzi, P., Marchetti, M., 2014b. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology* 301, 150–171.
- Ford, M., Christophoul, F., Vacherat, A. *in prep.* Inversion of a highly extended, salt-rich rift system: East Pyrenean retro-wedge and its foreland. For submission to *Tectonics*
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 21, 459–470.
- Garcia-Castellanos, D., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research* 108, 2347 doi:10.1029–2002JB002073.
- Garcia-Castellanos, D., Larrasoana, J.C., 2015. Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology* doi: 10.1130–G36673.1.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195–218.
- Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research* 19, 323–334.
- Glotzbach, C., van der Beek, P., Carcaillet, J., Delunel, R., 2013. Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 1491–1515.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W., Finkel, R.C., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *The Journal of Geology* 104, 249–257.
- Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in-situ produced cosmogenic nuclides : theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 269–281.

- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear tracks*, 5, 77-86.
- Guerit, L., Métivier, F., Devauchelle, O., Lajeunesse, E., Barrier, L., 2014. Laboratory alluvial fans in one dimension. *Physical Review E* 90, 022203 doi: 10.1103-PhysRevE.90.022203.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Bricchau, S., Carter, A., Aguilar, J.P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* doi:10.1016-j.epsl.2008.12.004.
- Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology* 25, 11-14.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* 285-A, 80-97.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems: REPLY. *Geology* 38, e231-e231.
- Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology* 45, 67-87.
- Hasbargen, L.E., Paola, C., 2000. Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology* 28, 1067-1070.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 2001. Stochastic processes of soil production and transport: erosion rates, topographic variation and cosmogenic nuclides in the oregon coast range. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 531-552.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* 357-369.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 345-355.
- Hidy, A.J., Gosse, J.C., Pederson, J.L., Mattern, J.P., Finkel, R.C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, doi:10.1029/2010GC003084.
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research* 30, 2261-2285.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99, 13971-13986.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1-14.
- Hubschman, J., 1975a. I. — Modelés et formations quaternaires du terrefort molassique, au Sud de Toulouse. *Quaternaire* 12, 125-136.
- Hubschman, J., 1975b. II.— Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution. *Quaternaire* 12, 137-147.

- Hubschman, J., 1975c. La plaine de Rivière et le complexe de terrasses et moraines au Sud de Montrejeau. *Quaternaire* 12, 192–200.
- Hubschman, J., 1975d. Le Plateau de Lannemezan. *Quaternaire* 12, 207–209.
- Humphrey, N.F., Heller, P.L., 1995. Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation. *Geology* 23, 499–502.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration : Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80, 171-178.
- Hurford, A.J., Hammerschmidt, K., 1985. ^{40}Ar - ^{39}Ar and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission-track dating standards. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 58, 23-32.
- Hurford, A.J., Green, P.P., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 421–433.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Emmanuel, L., 2012. Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 345-348, 131–141.
- Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, doi: 10.1029-2010GC003218.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, TC4012.
- Jiménez-Moreno, G., Fauquette, S., Suc, J.-P., 2010. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 403–415.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26, doi: 10.1029-2006TC002080.
- Jones, S.J., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova*, 16(3), pp.121–127.
- King, L.C., 1953. Cannons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America* 64, 721–752.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 415–418.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44, 54–75.
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583–3587.

- Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research* 99, 12191–12209.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* 101, 3361–3386.
- Lagabrielle, C.C.A.Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* doi: 10.1002–2013TC003471.
- Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. (PhD Thesis) Université de Rennes 1.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.
- Langston, A.L., Tucker, G.E. & Anderson, R.S., 2015. Interpreting climate-modulated processes of terrace development along the Colorado Front Range using a landscape evolution model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, doi: 10.1002–2014JF003403.
- Larue, J.-P., 2007. Drainage pattern modifications in the Aude basin (France): tectonic and morphodynamic implications. *Proceedings of the Geologists' Association* 118, 187–200.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section* 65, 1–13.
- Latrubesse, E.M., 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth Science Reviews* 146, 1–30.
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K., Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology* 36, 251.
- Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289–292.
- Litchfield, N., Berryman, K., 2006. Relations between postglacial fluvial incision rates and uplift rates in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 111, doi:10.1029/2005JF000374.
- López-Blanco, M., Marzo, M., Muñoz, J.A., 2003. Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin. *Basin Research* 15, 73–95.
- Mayayo, M.J., Yuste, A., Luzón, A., Bauluz, B., 2011. Clay mineral assemblages as palaeoclimatic indicators in a shallowing carbonate lacustrine system: Oligocene-Miocene, central Ebro Basin (NE Spain). *Clay Minerals* 46, 355–370.
- McClay, K., Muñoz, J.A., García-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology* 32, 737.
- Meigs, A.J., Vergés, J., Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1608–1625.

- Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215–219.
- Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 488–503.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., 1999. Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes. *Basin Research* 11, 293–303.
- Michael, N.A., Carter, A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2014. Erosion rates in the source region of an ancient sediment routing system: comparison of depositional volumes with thermochronometric estimates. *Journal of the Geological Society* 171, 401–412.
- Milana, J.P., Tietze, K.W., 2007. Limitations of sequence stratigraphic correlation between marine and continental deposits: a 3D experimental study of unconformity-bounded units. *Sedimentology* 54, 293–316.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science* 301, 432–454.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109, 596–611.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research* 10, 69–85.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33, 2283–2314.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K. R. McClay, ed. *Thrust tectonics*. Springer Netherlands, 235–246.
- Murray, A.B., Paola, C., 1997. Properties of a cellular braided-stream model. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 1001–1025.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., 2008. Pro-vs. retro-foreland basins. *Basin Research* 20, 285–303.
- Nicholas, A.P., Clarke, L., Quine, T.A., 2009. A numerical modelling and experimental study of flow width dynamics on alluvial fans. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1985–1993.
- Nicholas, A.P., Quine, T.A., 2007. Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. *Geology* 35, 527–530.
- Nichols, G.J., Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195, 75–90.
- Nishiizumi, K., 2004. Preparation of ²⁶Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 223-224, 388–392.

- Norton, K.P., Blanckenburg, von, F., DiBiase, R., Schlunegger, F., Kubik, P.W., 2011. Cosmogenic ^{10}Be -derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps. *International Journal Earth Sciences (Geologisch Rundschau)* 100, 1163–1179.
- 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.
- Paris, J.-P., 1975. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille 1054 Montréjeau. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Pazzaglia, F.J., 2003. Landscape Evolution Models. In: Gillespie, A.R., Porter, S.C., Atwater, B.F. (Eds.), *The Quaternary Period in the United States*. Elsevier, pp. 247–274.
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., Merritts, D.J., 2008. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: Wohl, E.E., Tinkler, K. (Eds.), *Bedrock Channels: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*. pp. 207–235.
- Pepin, E., Carretier, S., Herail, G., 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing. *Geomorphology* 122, 78–90.
- Perron, J.T., Royden, L., 2012. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 570–576.
- Platel, J.-P., Dubreuilh, J., 1986. Le Bassin d'Aquitaine. In: Lajoinie, J.P., Platel, J.-P., Autran, A., Dubreuilh, J., Bonijoly, D., Fourniguet, J. (Eds.), *Grandes étapes de l'histoire géologique de quatre régions Françaises*. BRGM, pp. 18.
- Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 36, 263–320.
- Plink-Björklund, P., 2015. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: Review of depositional style and forcing factors. *Sedimentary Geology* 323, 110–147.
- Poisson, B., Avouac, J.P., 2004. Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in north Tian Shan (northwestern China). *The Journal of Geology* 112, 231–249.
- Portenga, E.W., Bierman, P.R., 2011. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *Geological Society of America Today* 21, 4–10.
- Puchol, N., Lavé, J., Lupker, M., Blard, P.-H., Gallo, F., France-Lanord, C., 2014. Grain-size dependent concentration of cosmogenic ^{10}Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed. *Geomorphology* 224, 55–68.
- Rahl, J.M., Haines, S.H., van der Pluijm, B.A., 2011. Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 180–190.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research* 35, 853–870.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Sklar, L., Dietrich, W.E., 2001. Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology* 29, 143–146.

- Rohais, S., Bonnet, S., Eschard, R., 2011. Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system. *Basin Research* 24, 198–212.
- Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169–199.
- Rougier, G., 2014. Sedimentological and tectonic studies in the Central Aquitaine basin: constraints on subsidence and deformation of a retro-foreland basin. (MSc Thesis) Université de Lorraine.
- Roure, F. et al., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), pp.41–50.
- Royden, L., Perron, J.T., 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 497–518.
- Schaller, M., Blanckenburg, von, F., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 441–458.
- Schmitz, B., Pujalte, V., 2007. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology* 35, 215–218.
- Schumm, S.A., 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of the Institute of British Geographers* 485–515.
- Schumm, S.A., Lichty, R.W., 1965. Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science* 263, 110–119.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley and Sons, Ltd.
- Schwanghart, W., Scherler, D., 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics* 2, 1–7.
- Serrano, O., Guillocheau, F., Leroy, E., 2001. Évolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes* 332, 37–44.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Assymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science* 305, 369–406.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29, 1087–1090.
- Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Research* 21, 361–387.
- Stange, K.M., van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71–95.
- Stanistreet, I.G., McCarthy, T.S., 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* 85, 115–133.

- Stark, C.P., Stark, G.J., 2001. A channelization model of landscape evolution. *American Journal of Science* 301, 1–27.
- Stolar, D.B., Willett, S.D., Roe, G.H., 2006. Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America* 63, 1117–1142.
- Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature* 307, 429–432.
- Syvitski, J.P., Vörösmarty, C.J., Kettner, A., Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380.
- Taillefer, F., 1951. Le Piémont des Pyrénées françaises. (PhD thesis) Université de Toulouse, pp 383.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406.
- 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., Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research* 34, 1–14.
- Tucker, G.E., Hancock, G.R., 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 28–50.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research* 99, 12229–12243.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8, 329–349.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research* 33, 1–17.
- Tucker, G.E., van der Beek, P., 2012. A model for post-orogenic development of a mountain range and its foreland. *Basin Research* 24, 1–19.
- Tugend, J., Manatschal, G. & Kuszniir, N.J., 2014. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43(1), pp.15–18.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306.
- Vacherat, A. et al., Rift-to-collision transition recorded by tectono-thermal evolution of the northern Pyrenees. In revision, *Tectonics*.
- Vanacker, V., Blanckenburg, von, F., Govers, G., Molina, A., Poesen, J., Deckers, J., Kubik, P., 2007a. Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels. *Geology* 35, 303.

- Vanacker, V., Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Deckers, J., 2007b. Spatial variation of suspended sediment concentrations in a tropical Andean river system: The Paute River, southern Ecuador. *Geomorphology* 87, 53–67.
- Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourles, D., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., 2007. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics* 26, doi: 10.1029/2006TC002081.
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, pp. 57–74.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology* 12, 903–915.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M., Fernández, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology* 50, 181–202.
- Wegmann, K.W., Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin* 114, 731–744.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H., Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology* 38, 39–42.
- Wells, N.A., Dorr, J.A., 1987. Shifting of the Kosi river, northern India. *Geology* 15, 204–207.
- Whipple, K.X., Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research* 8, 351–366.
- 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, 17661–17674.
- Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science* 311, 442–482.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* 104, 28–957.
- Willett, S.D., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., Chen, C.Y., 2014. Dynamic Reorganization of River Basins. *Science* 343, 1248765–1248765.
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A coupled channel network growth and hillslope evolution model. *Water Resources Research* 27, 1671–1684.
- Wittmann, H., Blanckenburg, von, F., Kruesmann, T., Norton, K.P., Kubik, P.W., 2007. Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal of Geophysical Research* 112, doi:10.1029/2006JF000729.

- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America, pp. 55–74.
- Wobus, C.W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision? *Journal of Geophysical Research* 115, , doi:10.1029/2009JF001562,.
- Wolman, M.G., Miller, J., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of Geology* 68, 54–74.
- Yanites, B.J., Tucker, G.E., 2010. Controls and limits on bedrock channel geometry. *Journal of Geophysical Research* 115, F04019.
- Yelland, A.J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation Part D Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 293–299.
- Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. (PhD Thesis) University of London.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693.
- Zaprowski, B.J., 2005. Climatic influences on profile concavity and river incision. *Journal of Geophysical Research* 110, doi:10.1029/2004JF000138.