



HAL
open science

Pénéplanation et dynamique de la lithosphère dans les Pyrénées

Gemma De Vicente I Bosch

► **To cite this version:**

Gemma De Vicente I Bosch. Pénéplanation et dynamique de la lithosphère dans les Pyrénées. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2016. Français. NNT : 2016REN1S131 . tel-01578109

HAL Id: tel-01578109

<https://theses.hal.science/tel-01578109v1>

Submitted on 28 Aug 2017

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 / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Gemma de Vicente i Bosch

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS

Géosciences rennes

UFR Sciences et Propriétés de la Matière

**Pénéplation et
dynamique
profonde des
Pyrénées**

**Thèse soutenue à Rennes
le 9 Décembre 2016**

devant le jury composé de :

Antonio CASAS SAINZ

Professeur, Universidad de Zaragoza / *rapporteur*

Marianne FONT

Maître de conférences, Université de Caen-Normandie /
rapporteur

Gweltaz MAHÉO

Maître de conférences, Université Claude Bernard-Lyon1 /
examineur

Yves LAGABRIELLE

Directeur de recherche, CNRS - Université de Rennes 1 /
examineur

Robert WYNS

Ingénieur, Bureau de Recherches Géologiques et Minières /
examineur

Jean VAN DEN DRIESSCHE

Professeur, Université de rennes 1 / *directeur de thèse*

RESUMÉ

Les surfaces à très faible relief localisées en altitude, observées dans un certain nombre de chaîne de montagnes, sont classiquement interprétées comme des reliques de pénéplaines post-tectoniques. Leur altitude est souvent interprétée comme une quantification directe du soulèvement de la surface terrestre. Une interprétation alternative récente propose que ces surfaces soient les reliques d'une pénéplaine qui se développe en altitude en raison de la remontée progressive du niveau de base efficace du système de drainage des chaînes de montagnes et de l'inhibition consécutive de l'érosion de celles-ci au cours de leur construction. Les deux interprétations impliquent des dynamiques lithosphériques radicalement différentes. Cette étude porte sur l'exemple emblématique de la chaîne des Pyrénées, où ces deux hypothèses du développement de la pénéplaine pyrénéenne du Miocène moyen sont toujours confrontées. Dans un premier temps, une nouvelle méthodologie de cartographie a été développée pour reconstituer la morphologie de la chaîne à cette époque à partir des surfaces à faible relief et haute altitude actuelles. Dans un second temps, les épaisseurs crustale et lithosphérique ont été déterminées à partir d'une approche simple qui tient compte des densités et des paramètres thermiques de la lithosphère et suppose que la chaîne est en équilibre isostatique et thermique.

La comparaison entre la pénéplaine reconstituée et les épaisseurs crustale et lithosphérique sous la chaîne montre que la racine crustale est préservée sous la pénéplaine dans l'ensemble des Pyrénées, et que la croûte épaissie s'amincit de façon progressive jusqu'à disparaître en Méditerranée, entraînant une diminution proportionnelle de l'altitude de la pénéplaine. La comparaison des épaisseurs crustales modélisées avec des densités normales et les épaisseurs résultant des données sismiques montrent que l'altitude actuelle de la chaîne est compensée isostatiquement au niveau de la lithosphère. Ces résultats écartent l'hypothèse d'une surcompensation de la racine crustale des Pyrénées ainsi que celle d'un soulèvement post-tectonique de 2000 m, de Miocène supérieur au Plio-Quaternaire, de la chaîne tel que proposé précédemment. Ils confirment par contre l'hypothèse d'un développement en altitude de la pénéplaine pyrénéenne Miocène moyen.

ABSTRACT

High-elevation, low-relief surfaces in mountain belts is classically interpreted as remnants of post-tectonic peneplains. Their elevation is often used to quantify the uplift of the Earth's surface. A recent alternative interpretation propose that these surfaces are the remnants of a peneplain that develops at high elevation, due to the progressive rise of the efficient base level of the drainage system in mountain belts, and to the resulting inhibition of erosion during the mountain belts building. The two interpretations involve radically different lithosphere dynamics. The present study is concerned with the emblematic case of the Pyrenees, where the two hypotheses concerning the development of the mid-Miocene Pyrenean peneplain are opposed. First, a new mapping methodology has been developed to restore the morphology of the chain during the mid-Miocene from the present-day high-elevation, low-relief surfaces. Second, the crust and lithosphere thicknesses have been determined using a simple approach that takes into account the densities and the thermal parameters within the Pyrenean lithosphere, and assuming local isostasy and thermal equilibrium.

The comparison of the restored peneplain with the crustal and lithosphere thicknesses below the Pyrenees shows that the crustal root is preserved beneath the peneplain in the whole Pyrenees, and that the crust thickness progressively decreases to the east, up to its complete disappearance of the in the Mediterranean, and resulting in the proportional lowering of the peneplain elevation. The comparison of the crust and lithosphere thicknesses, using normal densities, with the crust and lithosphere thicknesses deduced from seismic data shows that the presented elevation of the chain is isostatically compensated at lithosphere level. These results refute the previous hypothesis of an overcompensation of the crustal root beneath the Pyrenees, as well as the previous hypothesis of a 2000 m post-tectonic, upper Miocene to Plio-Quaternary of the chain. They favor in return the interpretation of the development of the mid-Miocene Pyrenean peneplain at high elevation.

REMERCIEMENTS

À venir ...

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.....	3
CHAPITRE 1 : MORPHOLOGIE DES PYRENEES : ORIGINE DE LA PÉNÉPLAINE ET DYNAMIQUE PROFONDE DE LA CHAÎNE.....	15
1.1. Introduction à la chaîne Pyrénéenne	16
1.1.1. Tectonique compressive.....	16
1.1.2. Tectonique extensive : création de la marge Méditerranéenne	21
1.1.3. Structure profonde des Pyrénées : l'épaississement et l'amincissement crustal résultant des forces tectoniques	22
1.2. Pénéplanation et dynamique lithosphérique des Pyrénées.....	27
Introduction à l'article	27
PENEPLANATION AND LITHOSPHERE DYNAMICS IN THE PYRENEES (<i>PUBLICATION 1</i>)	29
CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE ET RESTAURATION DE LA PÉNÉPLAINE MIOCENE DES PYRENÉES.....	41
Introduction à l'article 2	43
THE MIOCENE HIGHLY ELEVATED PYRENEAN PENEPLAIN RESTORED (<i>PUBLICATION 2</i>)...45	
Abstract	47
1. Introduction.....	47
2. Mapping methodology	48
2.1. Semi-automatic cartography of landforms	48
2.2. Relief forms in the pyrenees.....	51
3. Mapping of the he-lr erosional surfaces in the pyrenees	52
3.1. Land-surfaces parameters of the he-lr remnants.....	53
3.1.1. Determination of the pertinent land-surface parameters.....	53
3.1.2. Results.....	55
3.2. He-lr erosional surfaces and lithology.....	58
3.3. He-lr erosional surfaces and tectonic planar structures.....	59
4. Restoration of early miocene topography of the pyrenees.....	60
4.1. Stepped planation surfaces or single wavy dome-shaped planation surface?	60
4.2. Isostatic rebound due to post-mid-miocene erosion	61
4.4. Post-mid-miocene major normal faulting	64
4.5. The mid-miocene pyrenean restored.....	64
5. Concluding remarks.....	66
References	68
Figure captions.....	68

CHAPITRE 3 : FORMATION DE LA PENEPLAINE : CONTRAINTES THERMOCHRONOLOGIQUES	97
INTRODUCTION	99
3.1. Compilation des données thermochronologiques des Pyrénées. Timing pour l'aplanissement des reliefs et quantification de l'érosion	103
3.1.1. Introduction	103
3.1.2. Méthodologie	104
3.1.3. Résultats et interprétation	104
3.1.4. Conclusions	115
3.2. Étude préliminaire sur l'enfouissement oligo-miocène du versant nord	119
3.2.1. Introduction	119
3.2.2. Méthodologie	123
3.2.3. Premiers résultats	125
3.2.4. Interprétation et discussion	131
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	133
REFERENCES.....	145
ANNEXE 1 : Phtotographies des reliques de la pénéplaines pyrénéenne sur le terrain	159
ANNEXE 2 : Timing of Eocene-Miocene thrust activity in the western axial zone and Chaînons Béarnais (West-Central Pyrenees) revealed by multi- method thermochronology	169
ANNEXE 3 : Résultats des analyses (U-Th)/He sur apatite	159

INTRODUCTION

Les reliefs montagneux sont la conséquence de l'interaction entre la tectonique et le climat. La tectonique, par la déformation de la lithosphère, crée des gradients topographiques à la surface de la Terre qui sont localement amplifiés essentiellement par le ruissellement de l'eau et/ou le mouvement de glace. L'incision fluviale est le processus érosif le plus efficace à la surface de la terre pour redistribuer l'excès de masses rocheuses issu du déséquilibre engendré par la tectonique. L'énergie potentielle des rivières (et des glaciers) est ainsi un paramètre fondamental dans l'érosion des reliefs. L'énergie potentielle d'une rivière est fonction de la différence d'altitude entre sa source et son embouchure, aussi appelé son niveau de base. Aussi en érodant les reliefs, les rivières voient leur énergie potentielle et donc leur pouvoir érosif diminuer progressivement au cours du temps. Morphologiquement ceci se traduit par un élargissement des vallées et un aplanissement progressif des versants de celles-ci et, à terme, à un aplanissement total du relief montagneux préexistant jusqu'à retrouver une altitude proche du niveau de la mer.

Ce processus d'aplanissement des reliefs montagneux au cours du temps, puis de leur régénérescence par la tectonique a depuis longtemps été décrit par Davis (1899) sous le nom de « cycle géographique » (figure 1). Longtemps à la base de l'interprétation de l'évolution des paysages, ce concept a néanmoins été contesté très tôt, en particulier du fait que le temps caractéristique du processus de pénéplanation apparaissait très supérieur à celui des processus tectoniques. Ces critiques résultent de la simple constatation que les grandes pénéplaines actuelles à la surface de la terre étaient observées là où la tectonique était quiescente depuis des centaines de millions d'années, notamment au niveau des grands boucliers intracontinentaux. Depuis une vingtaine d'années, l'approche physique des processus géomorphologiques ainsi que les modélisations numériques et analogiques ont montré que le mécanisme à la base de l'aplanissement des reliefs rejoignait les interprétations de Davis, à savoir le rôle majeur de l'incision fluviale, mais avec des temps caractéristiques beaucoup plus courts et plus conformes avec ce qui est observable dans la nature.

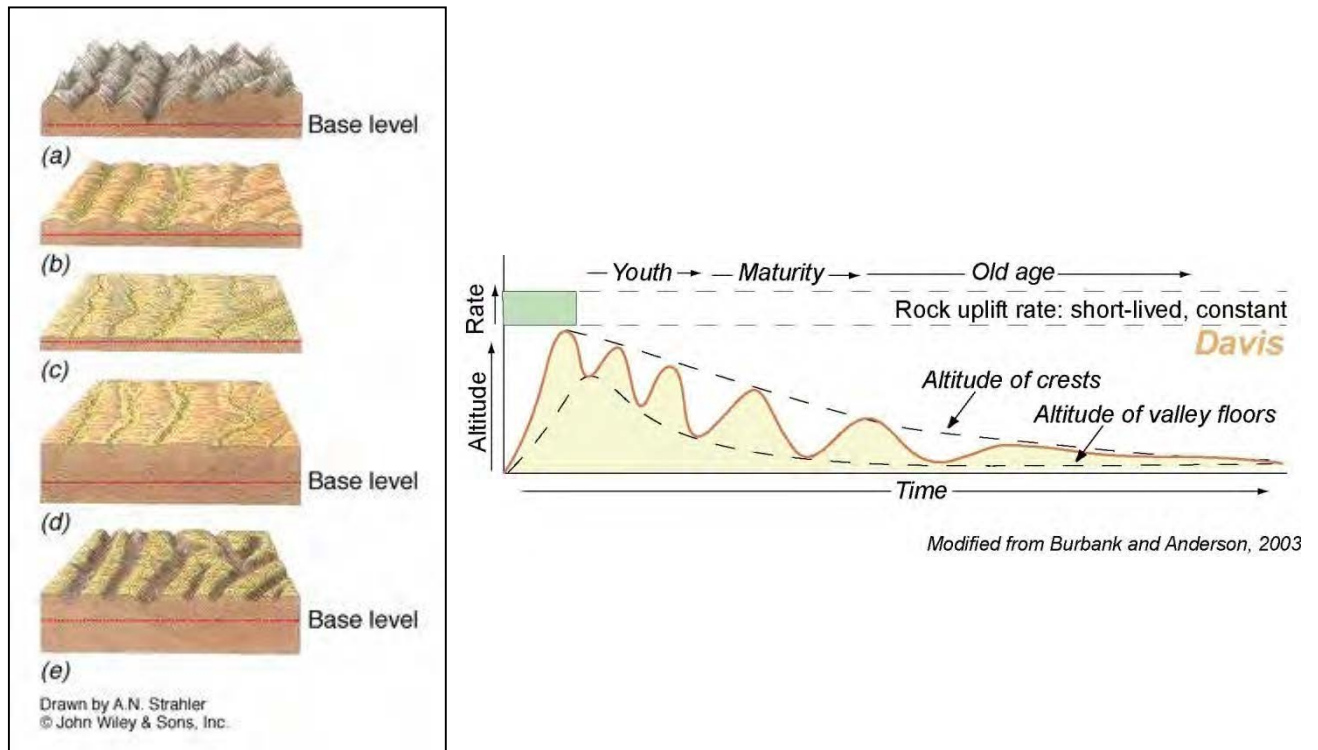


Figure 1: Le cycle géographique de Davis (1889)

Ce modèle, et ses variantes ultérieures (Hack, 1960; Penck, 1924) ont été longtemps à la base de l'interprétation de l'évolution des paysages. Depuis une vingtaine d'années, l'approche physique des processus à travers de la modélisation numérique et analogique ont montré que le mécanisme d'aplanissement des reliefs rejoignait les concepts de Davis, Penck et Hack, à savoir le rôle majeur de l'incision fluviale (e.g. Kooi and Beaumont, 1996). Le modèle d'aplanissement de Davis stipule que le lissage du relief s'accompagne d'une réduction de l'altitude moyenne jusqu'au niveau marin. Aussi, il implique que l'observation d'une « pénéplaine en altitude » nécessite un soulèvement postérieur à l'aplanissement initial dont l'amplitude est égale à la nouvelle altitude de la pénéplaine. L'observation de pénéplaines en altitude, disséquées par un nouveau réseau fluviale, conforte ce modèle, et est à la base-même du concept de cycle géographique.

Il existe de nombreuses surfaces à très faible relief et haute altitude, parfois très étendues tel ce qu'on nomme « les hauts plateaux » dont les plus connus sont celui du Tibet, de l'Altiplano ou encore du Colorado. A priori, le terme de pénéplaine au sens de Davis, s'applique à une surface

d'érosion, et exclut donc la présence d'une sédimentation importante qui pourrait efficacement participer au lissage de la topographie. Le faible relief des hauts plateaux pourrait en partie s'expliquer par ce processus sédimentaire (Liu-Zeng et al., 2008). Reste que l'origine de l'altitude élevée de ces zones ainsi que la dynamique lithosphérique sous-jacente fait toujours l'objet de débat, et concerne en partie le propos de cette thèse, celui-ci se focalisant sur la présence souvent remarquée de surfaces d'érosion à très faible relief et haute altitude dans de nombreuses chaînes de montagnes.

En dehors du rôle potentiel des glaciers, localement, ou dans des situations climatiques particulières, l'explication la plus souvent apportée quant à la présence de ces surfaces est qu'elles correspondent à des reliques d'un relief aplani passé, autrement dit d'une pénéplaine, qui a, par la suite, été soulevée à l'altitude à laquelle elle est aujourd'hui observée, en conformité avec le modèle de Davis. Qui plus est, cette interprétation permet alors d'en déduire la quantité de soulèvement subi par la surface terrestre (e.g. de Sitter, 1952), une donnée directe rare très recherchée (cf. Molnar and England, 1990).

Cette interprétation, toujours d'actualité, soulève le problème majeur de l'origine du soulèvement de la surface terrestre. Il existe trois causes fondamentales au soulèvement de la surface terrestre, toutes les trois ayant directement ou indirectement trait à la variation de la densité à l'intérieur de la terre sous la surface soulevée (e.g. Braun, 2010; Molnar and Houseman, 2013) (figure 2).

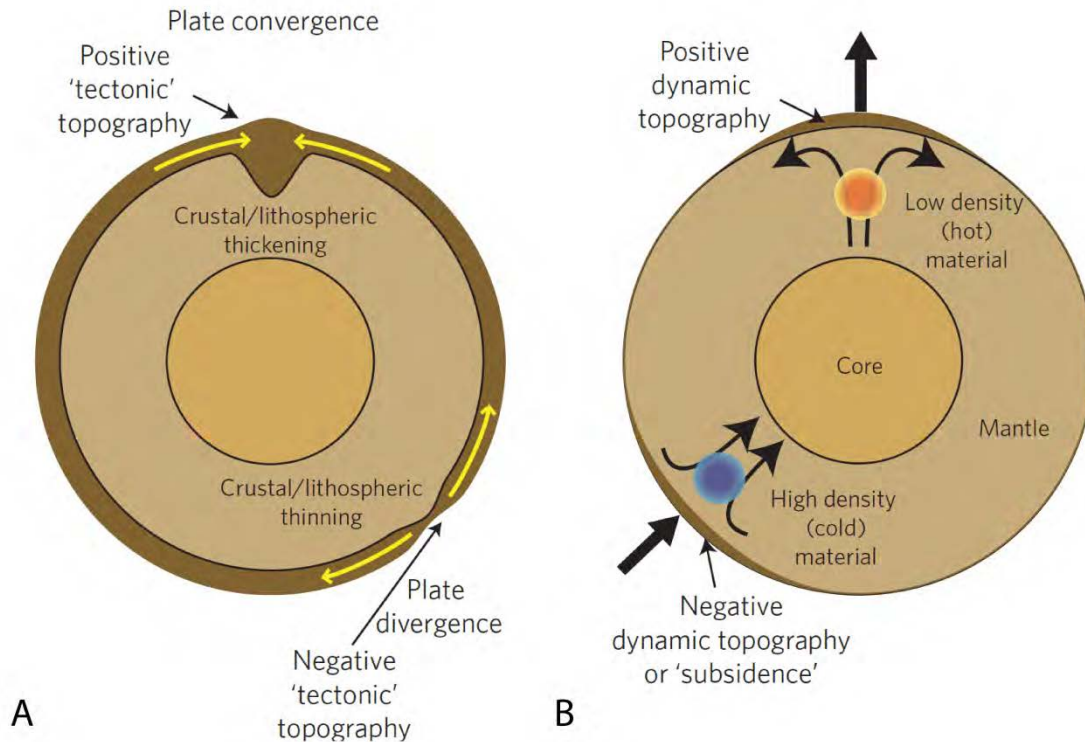


Figure 2 : Les causes du soulèvement de la surface terrestre (modifié d'après Braun, 2010). A. Topographie en équilibre isostatique. La déformation de la croûte ou du manteau lithosphérique donne des variations d'altitude en surface de longueurs d'onde $\times 10 - \times 100 \text{ Km}^2$ et amplitude de $\times 100 - 1000 \text{ m}$. B. Topographie dynamique. La convection du manteau donne des variations d'altitude en surface de longueurs d'onde majeures $\times 100 - \times 1000 \text{ Km}^2$ et amplitude $\times 100$ jusqu'à plus de 1500 m .

Les deux premières concernent la variation de la densité à l'intérieur de la lithosphère continentale. Pour que la surface de celle-ci se soulève, il faut « alléger » sa densité, soit en épaississant la croûte continentale, soit en amincissant le manteau lithosphérique (figure 2A).

La troisième cause résulterait de mouvements convectifs dans le manteau inférieur, sous la lithosphère, qui se développe en raison de l'augmentation de la chaleur à l'intérieur du globe et du gradient inverse de densité qui en résulte. La remontée et l'étalement de matière mantellique chaud et léger sous la lithosphère entraîne un bombement de celle-ci qui se traduit par une élévation de sa surface. Ce processus est connu sous le terme de « topographie dynamique » (figure 2B). Ces trois processus, épaississement de la croûte continentale, amincissement du manteau lithosphérique et topographie dynamique diffèrent par l'échelle (longueur d'onde) à laquelle ils se font sentir, qui est, pour faire simple, proportionnelle à l'épaisseur des couches dans lesquelles ils opèrent ; plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres pour la croûte,

plusieurs centaines à quelques milliers de kilomètres pour le manteau lithosphérique et plusieurs milliers de km pour la topographie dynamique.

Par conséquent, si la haute altitude des reliques d'une pénéplaine est due à un épaissement crustal, elle peut se restreindre à la chaîne elle-même, si elle est due à un amincissement du manteau lithosphérique, une augmentation de l'altitude des zones adjacentes doit être également observée sur des distances de quelques centaines de kilomètres, et, si elle résulte enfin d'un effet de la topographie dynamique, l'augmentation d'altitude se répercute sur des distances d'ordre continentales.

Dans la mesure où la croûte continentale a un comportement rhéologique dit « localisant » (c'est-à-dire qu'elle se déforme par l'intermédiaire de failles ou de zones de cisaillement ductiles), il est difficile d'imaginer qu'un épaissement crustal conséquent n'entraîne pas une déformation non moins conséquente de la surface et donc de la pénéplaine préexistante, qui, du point de vue de la déformation, constitue un marqueur du même titre qu'une couche sédimentaire. L'observation de zones compressives actuellement actives à la surface de la terre est là pour en témoigner (e.g. Berberian, 1995; Lavé and Avouac, 2000). On pourrait invoquer un fluage latéral en profondeur de la croûte inférieure ductile, en supposant un découplage total entre celle-ci et la croûte supérieure fragile, tel que cela a été proposé pour les hauts plateaux du Tibet et du Colorado (e.g. Bird, 1984; Royden et al., 1997), mais dans le cas de chaînes étroites, comme les Pyrénées, un tel processus est difficilement envisageable.

En ce qui concerne l'amincissement du manteau lithosphérique, celui-ci peut être aisément provoqué par un amincissement tectonique, mais, comme dans le cas précédent il entraînerait également une déformation de la croûte et donc de sa surface. En outre, si l'amincissement du manteau lithosphérique entraîne un soulèvement, un amincissement de la croûte continentale entraîne un abaissement qui tend à compenser le soulèvement.

Quant à la topographie dynamique, elle permet de soulever la surface terrestre sans déformation notable, ou du moins importante, mais comme noté précédemment, sur des distances très grandes. Par ailleurs, aussi bien l'amincissement lithosphérique que la topographie dynamique

s'accompagnent généralement d'un volcanisme alcalin qui peut aider à identifier localement ces processus.

Aussi, toute investigation sur l'origine de la haute altitude de reliques d'une pénéplaine passe par celle des processus profonds contemporains de ces reliques. Il ressort de ces considérations que les deux seuls processus envisageables pour pouvoir expliquer des reliques d'une pénéplaine en altitude sont l'amincissement du manteau lithosphérique ou la topographie dynamique, à l'inverse de l'épaississement crustal qui entraîne une déformation de la pénéplaine préexistante.

En résumé, la présence concomitante de surfaces d'érosion à faible relief et haute altitude et d'une racine crustale sous-jacente dans une chaîne de montagnes nécessite le développement sub-synchrone des deux!

Babault et al., (2005, 2007) ont montré que ce processus était envisageable dans le cas des Pyrénées en considérant l'aggradation de sédiments détritiques provenant de l'érosion au pied de celle-ci. Cette aggradation traduit une remontée du niveau de base efficace du réseau de drainage de la chaîne qui a pour effet d'inhiber progressivement l'érosion en amont et le lissage concomitant de la topographie. En fait, le processus physique est identique à celui qui opère dans la pénéplanation au sens de Davis, à ceci près que ce n'est pas la diminution de l'altitude moyenne du relief qui entraîne la diminution du potentiel érosif des rivières, mais plutôt la remontée du niveau de celles-ci (figures 3 et 4).

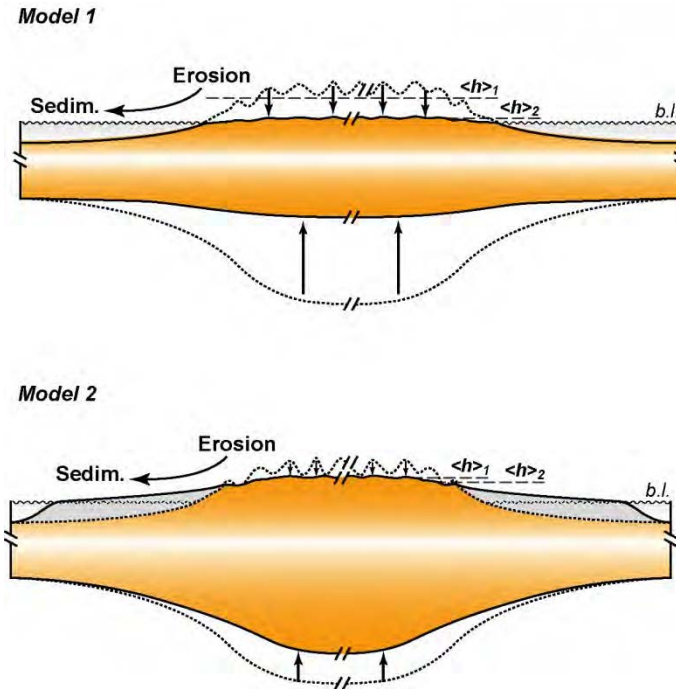


Figure 3. Modèles d'aplanissement des reliefs. A) Aplanissement suivant le modèle de Davis (1889). L'érosion à long terme entraîne la disparition de la racine lithosphérique et le retour de l'altitude de la surface terrestre au niveau de la mer. B) Aplanissement suivant le modèle de Babault et al. (2005). L'aggradation des sédiments au pied de la chaîne traduit la remontée du niveau de base efficace du réseau de drainage de la chaîne. L'inhibition de l'érosion entraîne le lissage de la topographie en altitude et la préservation de la racine crustale en profondeur. Extrait de (Babault et Van Den Driessche, 2005).

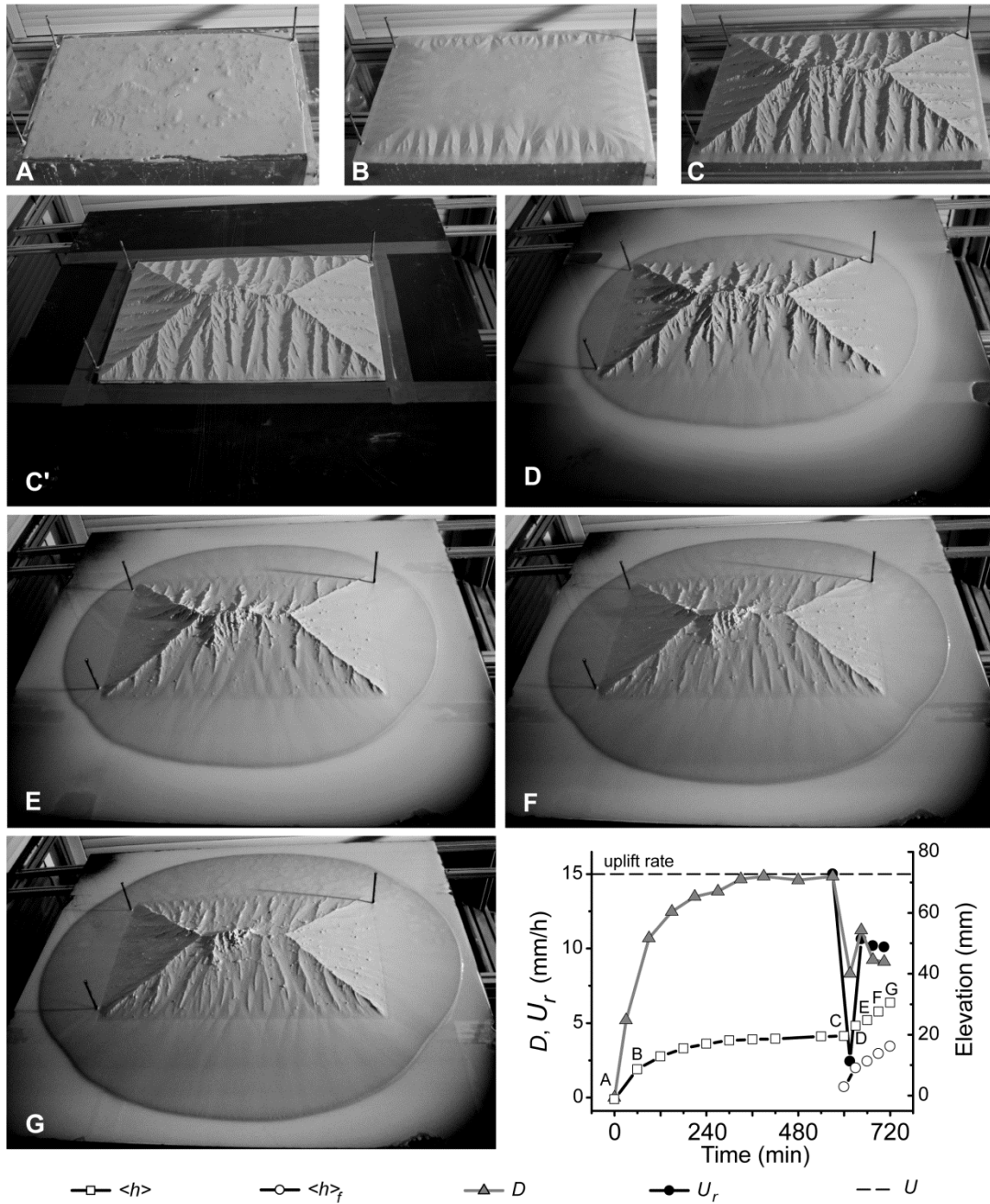


Figure 4. Modèles expérimentaux montrant l'influence de la sédimentation de piedmont sur le lissage de la topographie en altitude (Babault et al., 2007). Dans un premier temps, la topographie de la chaîne atteint un équilibre dynamique qui se caractérise par une altitude moyenne constante et une forte rugosité du relief. Dans un second temps, l'aggradation des produits de l'érosion de la chaîne entraîne un lissage progressif de la topographie en même temps que l'augmentation de l'altitude moyenne (cf. Babault et al. 2007).

Récemment, Yang et al., (2015) ont suggéré, à partir de la modélisation de l'érosion dans la région des « Three Rivers », à l'est du plateau Tibétain, que la formation de surfaces topographiques à faible relief et haute altitude, résultait de la déconnexion locale de rivières et de leurs bassins versants, incapables de maintenir leur niveau de base initial en raison des taux de soulèvement trop rapides. Comme le modèle de Babault et al (2005), celui de Yang et al. (2015) implique un développement de ces surfaces synchrone de la tectonique à l'origine de leur haute altitude. Cette étude considère en revanche que ces surfaces isolées ne correspondent pas à des reliques d'une unique surface de pénéplanation initiale, disséquée par la suite par le réseau de drainage actuel (*).

Le but de cette thèse est de démontrer, en particulier par une cartographie détaillée et une modélisation de l'épaisseur de la croûte et de la lithosphère sous les Pyrénées, l'existence réelle d'une pénéplaine en haute altitude au Miocène moyen au niveau de cette chaîne.

Ce travail s'inscrit dans le chantier "Pyrénées" du programme "Référentiel Géologique de la France" du BRGM.

^(*) A cet égard la référence ⁽⁴⁾ au travail de Babault et al. (2005) dans le papier de Yang et al (2015) est erronée. Elle ne correspond au contenu de la phrase pour laquelle elle est citée et est en fait inversée avec la référence ⁽³⁾ au travail de Davis (1960).

Références

- Babault, J., and Van Den Driessche, J. (2005). L'érosion des chaînes de montagnes : influence de la sédimentation de piedmont. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1431–1438.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., and Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, n/a-n/a.
- Babault, J., Bonnet, S., Van Den Driessche, J., and Crave, A. (2007). High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova* 19, 272–277.
- Berberian, M. (1995). Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193–224.
- Bird, P. (1984). Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. *Tectonics* 3, 741–758.
- Braun, J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience* 3, 825–833.
- Davis, W.M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal* 14, 481–504.
- Hack, J.T. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* 258, 80–97.
- Kooi, H., and Beaumont, C. (1996). Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* 22, 3361–3386.
- Lavé, J., and Avouac, J.P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 105, 5735–5770.
- Liu-Zeng, J., Tapponier, P., Gaudemer, Y., and Ding, L. (2008). Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113.
- Molnar, P., and England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34.
- Molnar, P., and Houseman, G.A. (2013). Rayleigh -Taylor instability, lithospheric dynamics, surface topography at convergent mountain belts, and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 2544–2557.
- Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms)*.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., and Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science* 276, 788–790.

de Sitter, L.U. (1952). Pliocene uplift of tertiary mountain chains. *American Journal of Sciences* 297–307.

Yang, R., Willett, S.D., and Goren, L. (2015). In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. *Nature* 520, 526–529.

CHAPITRE 1

MORPHOLOGIE DES PYRENEES : ORIGINE DE LA PENEPLAINE ET DYNAMIQUE PROFONDE DE LA CHAINE

1.1. Introduction à la chaîne Pyrénéenne

1.1.1. Tectonique compressive

La chaîne pyrénéenne est le résultat de l'inversion d'un rift crétacé lors de la convergence entre la plaque Européenne et la microplaque Ibérique. Cette inversion s'inscrit dans le contexte de la collision Afrique - Eurasie qui débute à la fin du Crétacé (orogénèse alpine) (e.g. Muñoz, 1992; Roure et al., 1989; Teixell, 1996; Vergés et al., 1995). La zone de déformation créée par cette convergence est orientée Est-Ouest en Europe et inclut les chaînes cantabrique, pyrénéenne, ibérique, catalane et bétique au niveau de la microplaque Ibérie, les chaînes des Pyrénées, des Alpes, des Apennins, des Carpates, des Balkans, des Hellenides au niveau de la plaque Européenne, et la chaîne de l'Atlas dans la plaque Africaine (figure 1.1).

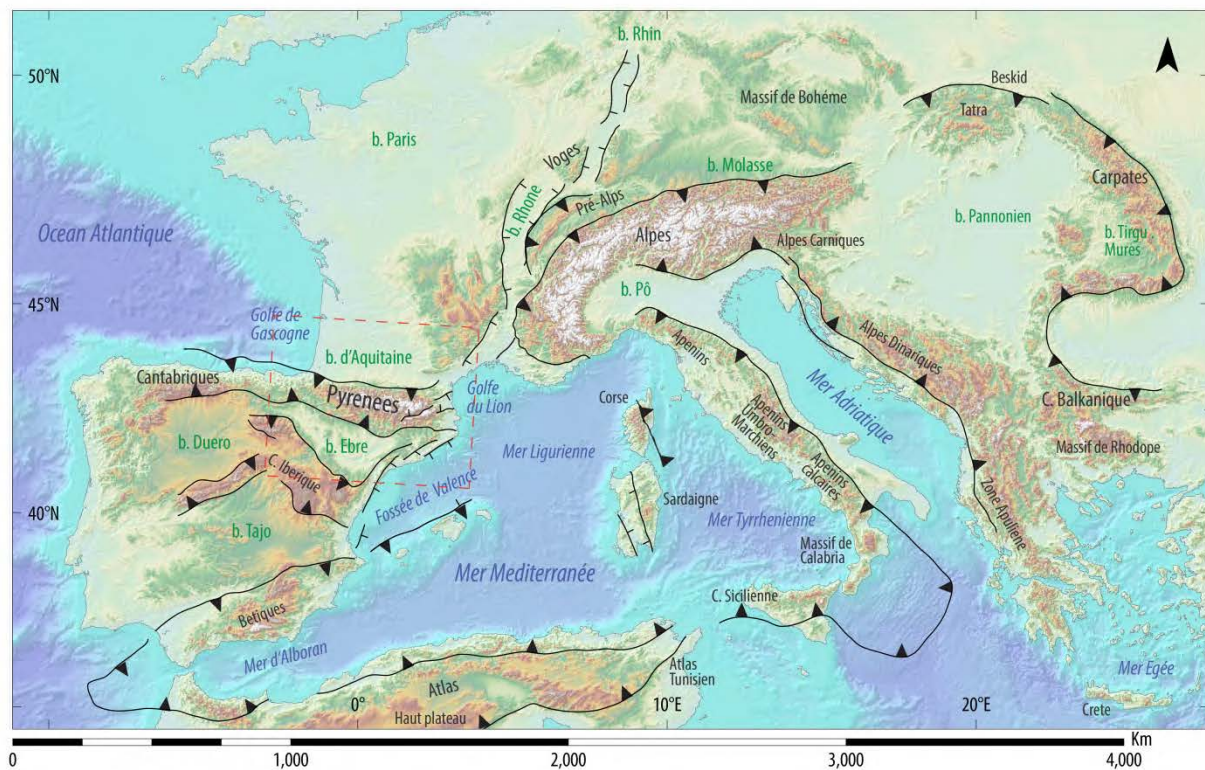


Figure 1.1 : Principales structures compressives, liées à l'orogénèse alpine, et extensives, liées à l'ouverture de la Mer Méditerranée, d'Europe. Les principaux bassins sont indiqués en vert.

En Europe, la croûte terrestre affectée par cette orogénèse a antérieurement été affectée par l'orogénèse hercynienne puis par un épisode extensif majeur au Mésozoïque correspondant à l'ouverture de la Téthys qui, affecte notamment les Pyrénées (e.g. Alvarez et al., 1974; Dewey et al., 1973; Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2008). Le très fort gradient géothermique (130°C/km ; Golberg and Leyreloup, 1990) qui en résulte génère un métamorphisme de basse pression et très haute température daté à ~ 90- 110 Ma (Golberg and Leyreloup, 1990; Golberg et al., 1986; Chelalou et al., 2016; Clerc et al., 2015).

L'asymétrie de la convergence Europe - microplaque Ibérique qui l'extension crétacée, se traduit par la subduction vers le nord du bloc Ibérie sous la marge européenne et par une accommodation du raccourcissement qui diffère entre le bloc Ibérie au sud et la marge européenne amincie au nord. Au niveau de la plaque européenne, le raccourcissement nord-sud est accommodé par des chevauchements à vergence nord (Choukroune et al., 1990) alors qu'il est accommodé par des chevauchements à vergence sud dans le bloc Ibérie (figure 1.2). Le pendage des chevauchements tend à se redresser vers l'intérieur de la chaîne, où la schistosité issue du raccourcissement est essentiellement subverticale, parallèle à la direction générale de la chaîne.

La structure d'ensemble des Pyrénées peut ainsi être subdivisée en 3 zones principales orientées Est-Ouest et délimitées par des failles majeures : le Versant Nord ou Zone Nord-Pyrénéenne, la Zone Axiale et le Versant Sud. La Zone Nord-Pyrénéenne est limitée au nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen et séparée de la Zone Axiale au sud par la faille nord-pyrénéenne. Le Versant Sud est limité au sud par le chevauchement frontal sud-pyrénéen et est séparée de la Zone Axiale par une zone de décollement majeur au niveau du Trias entre les séries sédimentaires du Versant Sud et le socle hercynien de la Zone Axiale.

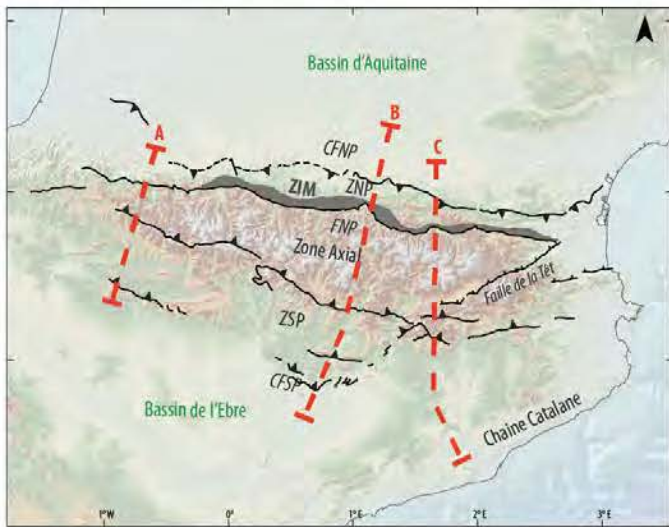
Le Versant Nord est composé de séries marines du Jurassique et du Crétacé et de massifs paléozoïques hercyniens. Cette zone correspond à la marge européenne amincie et a donc subi à la fois l'extension crétacée et la compression pyrénéenne, sans compter, pour ce qui concerne les massifs paléozoïques, la tectonique hercynienne. C'est aussi dans cette zone que se développe le métamorphisme crétacé de basse pression et haute température. La Zone Nord-Pyrénéenne

chevauche vers le nord, par l'intermédiaire du chevauchement frontal pyrénéen, les séries détritiques continentales du Bassin d'Aquitaine issues de l'érosion de la chaîne. La Zone Axiale est exclusivement composée de socle hercynien, déformé et métamorphisé à des degrés divers, auquel se superpose, avec une relative faible intensité, la déformation pyrénéenne. Jusqu'à ce jour et, curieusement, aucune trace de l'extension crétacée n'a été formellement identifiée au niveau de la Zone Axiale. Le Versant sud est essentiellement composé de carbonates d'âge jurassique supérieur et crétacé inférieur, et de sédiments détritiques marins et continentaux provenant de l'érosion de la chaîne en construction. L'ensemble des séries du Versant sud sont décollées du socle hercynien de la Zone Axiale vers le sud, dans le bassin de l'Ebre, par l'intermédiaire des évaporites du Trias.

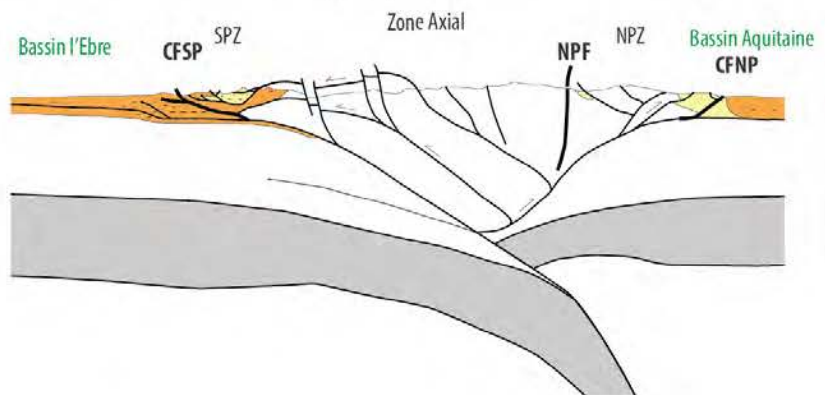
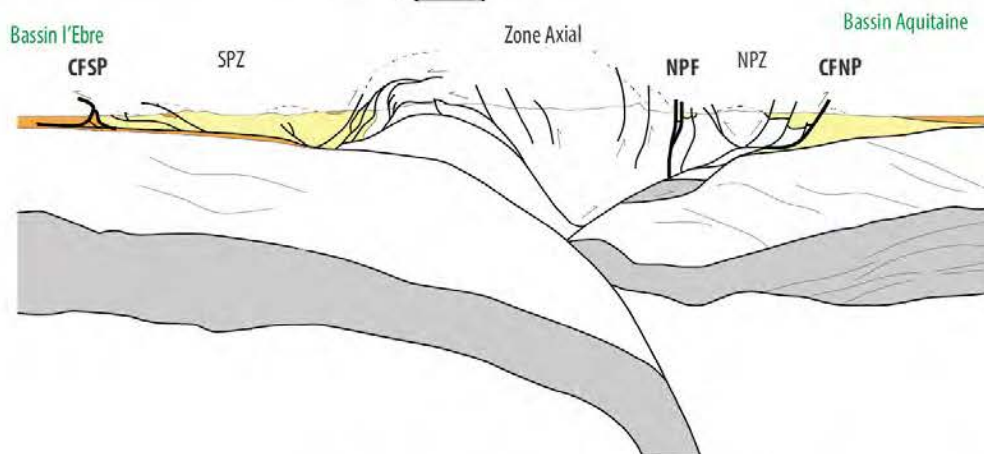
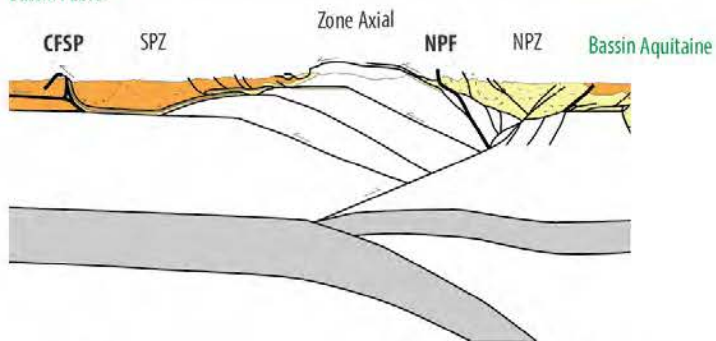
La quantité de raccourcissement a été estimée à partir de trois sections transversales orientées Nord-Sud réparties d'est en ouest de la chaîne (à partir de coupes équilibrées dans la croûte supérieure et deux profils sismiques longue écoute pour la croûte moyenne et inférieure). À l'est, le raccourcissement a été estimé à 125 km (Vergés et al., 1995, 2002). Dans les Pyrénées centrales, les estimations suivant le profil ECORS varient de 10 km à 165 km (Choukroune et al., 1990; Roure et al. 1989; Muñoz, 1992; Beaumont et al.; 2000). Enfin, à l'ouest, sur la base du profil ECORS-ARZAQ, Teixell et al. (2016) estime ce raccourcissement à 114 km.

En ce qui concerne la chronologie des déformations compressives, deux pulses majeurs sont identifiés, d'abord au Crétacé, puis à l'Oligo-Miocène, lesquels sont séparés par une période de quiescence au Paléocène. A l'échelle de la chaîne, le raccourcissement débute à l'est à la fin du Crétacé pour se propager progressivement vers l'ouest.

Figure 1.2 (page suivante) ; Schéma structurale des Pyrénées, avec la situation des zones principales et les principales ztructures: CFNP (Chevauchement frontal Nord Pyreneen), ZNP (Zone Nord Pyrénéenne), ZIM (Zone Interne Metamorphique), FNP (Faille Nord Pyreneenne), Zone Axiale, ZSP (Zone Sud Pyreneenne) et CFSP (Chevauchement Frotal Sud Pyreneen).



Bassin l'Ebre



Comparées à la chaîne des Alpes, les Pyrénées ne résultent pas de la fermeture d'un domaine océanique et ne présente pas de suture océanique. Par contre, la présence de roches mantelliques est attribuable à une extension continentale extrême, qui a entraîné la dénudation du manteau lithosphérique (Jammes et al., 2009; Lagabriele and Bodinier, 2008). La difficulté rencontrée pour différencier les structures alpines des structures hercyniennes entraîne une incertitude sur la quantité exacte de raccourcissement alpin. Cependant, l'absence de magmatisme ou migmatisation pyrénéenne, et la relativement faible intensité des déformations internes post-hercyniennes des roches, de même que la faible intensité du métamorphisme synchrone du raccourcissement alpin, indiquent que ce raccourcissement est relativement moins important que dans la plupart des autres chaînes alpines.

Cette thèse concernant la genèse des surfaces d'aplanissement post-tectoniques à haute altitude des Pyrénées, il est important de préciser les données géologiques existant sur l'âge des derniers sédiments affectés par la compression pyrénéenne.

Dans les Pyrénées orientales, le chevauchement de Vallfogona qui recoupe les conglomérats de Berga datés à 39.5 Ma par magnétostratigraphie (Burbank et al., 1992; Vergés and Burbank, 1996) marque la fin des mouvements tectoniques. À partir de 39 Ma, le dépointe des séries détritiques migre vers le sud jusqu'à 24 Ma (Burbank et al., 1992), en s'accompagnant de déformations très mineures. Les derniers mouvements le long du chevauchement de Montargull, au sud des Sierras Marginales, sont enregistrés dans des conglomérats oligocènes datés à 24 Ma par magnétostratigraphie (Meigs et al., 1996). Meigs et al. (1996) précisent que les déformations dans cette zone entre 30 Ma et 24 Ma sont très faibles et correspondent à une quantité de raccourcissement inférieure à 1 km.

Dans les Pyrénées occidentales, la formation Uncastillo qui débute à ~30 Ma et se termine à 20 Ma (Hogan, 1993; Soler and Puigdefàbregas, 1970) enregistre la fin des mouvements le long du chevauchement de Guarga vers ~20 Ma (Soler and Puigdefàbregas, 1970).

Sur le flanc nord, le scellement des séries oligocènes redressées sous le chevauchement frontal nord-pyrénéen, par des sédiments miocènes subhorizontaux, indique un âge limite supérieur de 23 Ma pour la fin de la déformation pyrénéenne.

1.1.2. Tectonique extensive: création de la marge Méditerranéenne

Le rifting ouest-européen qui se développe à l'Oligocène et est contemporain de la collision alpine se traduit par le développement de grabens orientés, NNE-SSO à NE-SO. Les plus importants sont, du nord au sud : les grabens d'Oslo, des Pays-bas, du Rhin, la Bresse, les Limagnes et la vallée du Rhône. Au niveau des Pyrénées, le bassin du Roussillon et le bassin de Cerdagne appartiennent à ce même système extensif, de même que, plus au sud, le graben de Valles - Penedes et la fosse de Valence en mer. Dans les Pyrénées cette tectonique extensive est contemporaine des dernières étapes de la compression et est active jusqu'à l'Aquitaniens (e.g. Seranne, 1999). Cette extension est responsable de l'ouverture de la Méditerranée qui s'accompagne de la rotation vers l'est du bloc corso-sarde, de la création de croûte océanique entre celui-ci et l'Ibérie et de la disparition totale de la chaîne Pyrénéenne à ce niveau.

Une des particularités de la chaîne des Pyrénées, comparées aux Alpes, est qu'elle porte la trace du rifting oligo-miocène ouest européen. Deux hemi-graben majeurs, la Cerdagne et le Conflent se développent dans le prolongement l'un de l'autre, au toit d'un système de failles à composante normale, orientées NE-SO, la faille de Prades et la faille de la Têt. Le remplissage syntectonique de sédiments détritiques oligocène et miocène inférieur témoigne de l'activité de ces failles à cette époque.

1.1.3. Structure profonde des Pyrénées : l'épaississement et l'amincissement crustal résultant des forces tectoniques

La structure profonde des Pyrénées a tout d'abord été étudié par les transects de sismique de réflexion qui permettent d'observer les géométries des structures tectoniques principales des Pyrénées ainsi que l'épaisseur de la croûte (figure 1.2). Bien que les différentes interprétations des profils ARZAQ et ECORS impliquent des quantités de raccourcissement différentes, la présence d'une racine crustale sous les Pyrénées jusqu'à des profondeurs de 50 - 60 Km n'est pas remise en cause.

Ces premières études ont imagé l'amorce de la subduction de la sous-plaque Ibérique sous la plaque Europe (Choukroune and ECORS Team, 1989). Les images haute résolution issues de la modélisation des données de tomographie sismique, couplées à des données de fonction-récepteurs (récemment acquises dans le cadre du projet PYROPE et IBERARAY) montrent que la croûte ibérique atteint des profondeurs de 50 Km sous le profil ARZAQ et jusqu'à 60 Km sous le profil ECORS (Chevrot et al., 2015, figure 1.3).

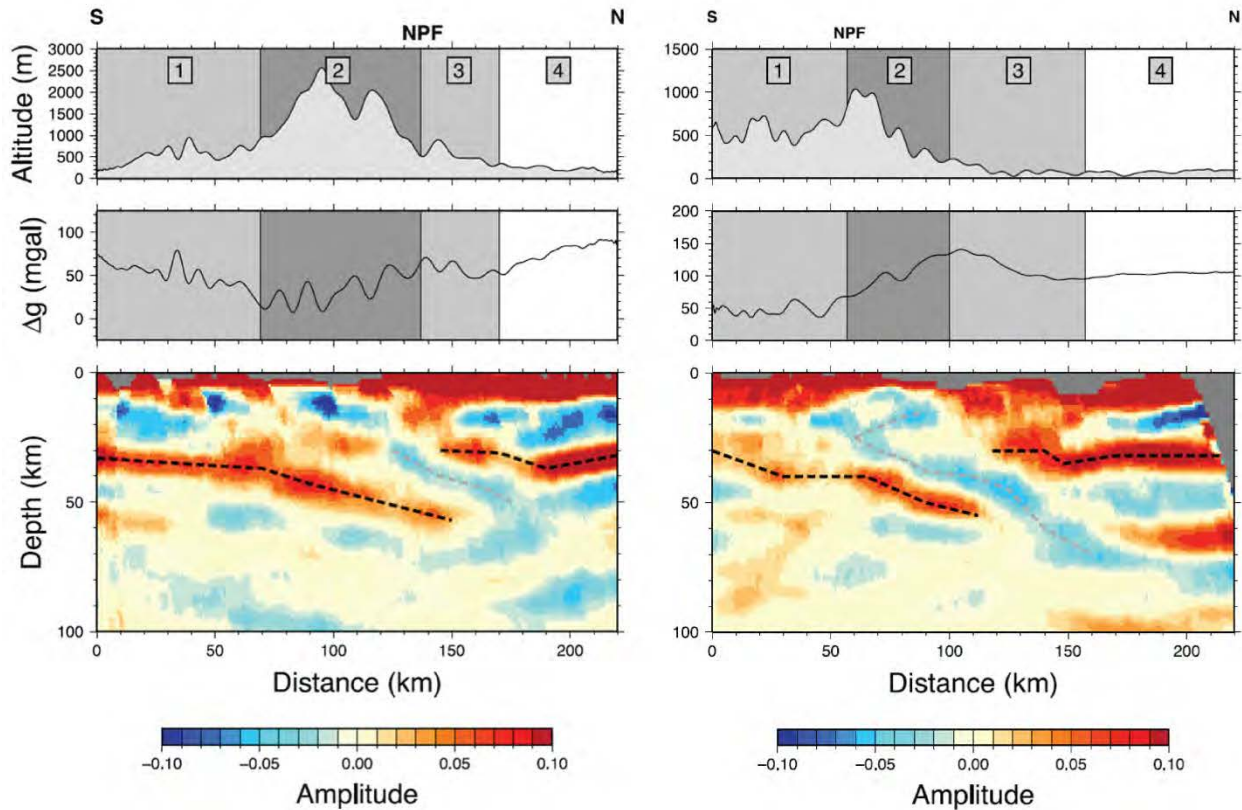


Figure 1.3 : Structure de la croûte sous les Pyrénées obtenue par tomographie sismique de Chevrot et al. (2015). À gauche, le profil ECORS, à droite le profil ARZAQ. Haut: topographie; (1) Zone Sud Pyrénéenne, (2) Zone Axiale, (3) Zone Nord Pyrénéenne, (4) Basin d'Aquitaine. Milieu : anomalies de Bouguer. Bas : "Common Conversion Point transect" (Cf. Chevrot et al., 2015).

Ces nouvelles modélisations sont globalement en accord avec les données de l'épaisseur de la croûte qu'indiquent les modèles gravimétriques, tant ceux réalisés avec les anomalies de Bouguer (Gomez-Ortiz et al., 2011; Torné et al., 1989), que ceux qui incluent la notion d'équilibre isostatique et thermique et qui intègrent donc les données d'élévation, le géoïde, le flux de chaleur et l'anomalie d'air libre (Carballo et al., 2015; Gunnell et al., 2008; Torne et al., 2015). Cependant, la comparaison entre les épaisseurs crustales issues des modèles de tomographie sismique et les épaisseurs crustales issues des modèles gravimétriques n'a pas toujours été en accord. À partir de données de tomographie sismique, le modèle de Souriau and Granet (1995) considère un enfoncement de la croûte ibérique jusqu'à 80 - 100 km, soit près de 50 km de plus que la profondeur prédite par les modèles gravimétriques (Torné et al., 1989). Cette

contradiction a conduit Vacher and Souriau(2001) à réaliser de nouveaux modèles gravimétriques à partir du géoïde et des anomalies de Bouguer. Ces modèles, impliquent une croûte plongeant jusqu'à 80 - 100 Km, détectable avec les données de tomographie sismique, dont la partie inférieure supposée éclogitique avec une densité proche de celle du manteau, est, de ce fait, indétectable à travers les anomalies de Bouguer de (Torné et al., 1989). Ce fait entraîne une surcompensation de la croûte pyrénéenne par rapport à l'altitude de la chaîne.

Plus récemment, le modèle tomographique de Souriau and Granet(1995) a été corrigé (Souriau et al., 2008), éliminant ainsi la nécessité de la présence d'une croûte inférieure anormalement dense. De plus, comme indiqué auparavant, les nouveaux modèles gravimétriques intégrant une grande quantité de données (Carballo et al., 2015; Gunnell et al., 2008; Torne et al., 2015) arrivent à des épaisseurs crustales en accord avec les données sismiques et tomographiques sans nécessiter non plus la présence d'une croûte inférieure éclogitique. Néanmoins, l'idée initialement émise par Vacher and Souriau(2001) sur l'existence d'une surcompensation de la croûte reste ancré dans la bibliographie de la structure profonde des Pyrénées (Chevrot et al., 2014; Gunnell et al., 2008).

À l'extrémité orientale des Pyrénées, l'épaisseur de la croûte diminue drastiquement en raison de l'extension responsable de l'ouverture de la mer Méditerranée, initiée à l'Oligocène (e.g., Séranne, 1999; Rivero et al., 2002). Les données sismiques de la région montrent que le Moho passe de 40 km de profondeur à une distance de 10 km à l'est de la ligne de cote, à 26 km de profondeur au niveau de celle-ci (Gallard et al., 2001). Les résultats issus des données gravimétriques corroborent cet amincissement rapide (Casas et al., 1997; Gunnell et al., 2008; Rivero et al., 2002).

Pour ce qui concerne la profondeur du manteau lithosphérique les données sont beaucoup moins nombreuses, car la limite lithosphère - asthénosphère est une limite thermique progressive souvent insaisissable par les données sismiques (Eaton et al., 2009; Fischer et al., 2010). Pour les Pyrénées, les modèles tomographiques ne montrent pas de limite claire sinon des zones compartimentées de vitesses lentes et rapides (Chevrot et al., 2014; Souriau et al., 2008). Les modèles magnétotelluriques montrent des épaisseurs de la lithosphère qui vont de 110 à 140 Km

sous la Zone Axiale des Pyrénées centrales et occidentales (Campanyà et al., 2011, 2012; Pous et al., 1995). Les données exposées par ces auteurs sur le profil ECORS, sont en accord avec les modèles gravimétriques réalisées par Carballo et al., (2015) et Zeyen et Fernandez (1994) pour lesquels le manteau lithosphérique descend jusqu'à des profondeurs de 130 Km (figure 1.4). Ces épaisseurs sont surestimées par les modèles 2D et 3D publiés par Gunnell et al. (2008), pour lesquels la base de la lithosphère atteint jusqu'à 160 - 180 Km de profondeur. Cependant, ces derniers modèles ont été réalisés sur des intervalles de 50 Km de chaque côté du profil principal, et les résultats sont parfois éloignés des données mesurées le long du profil même.

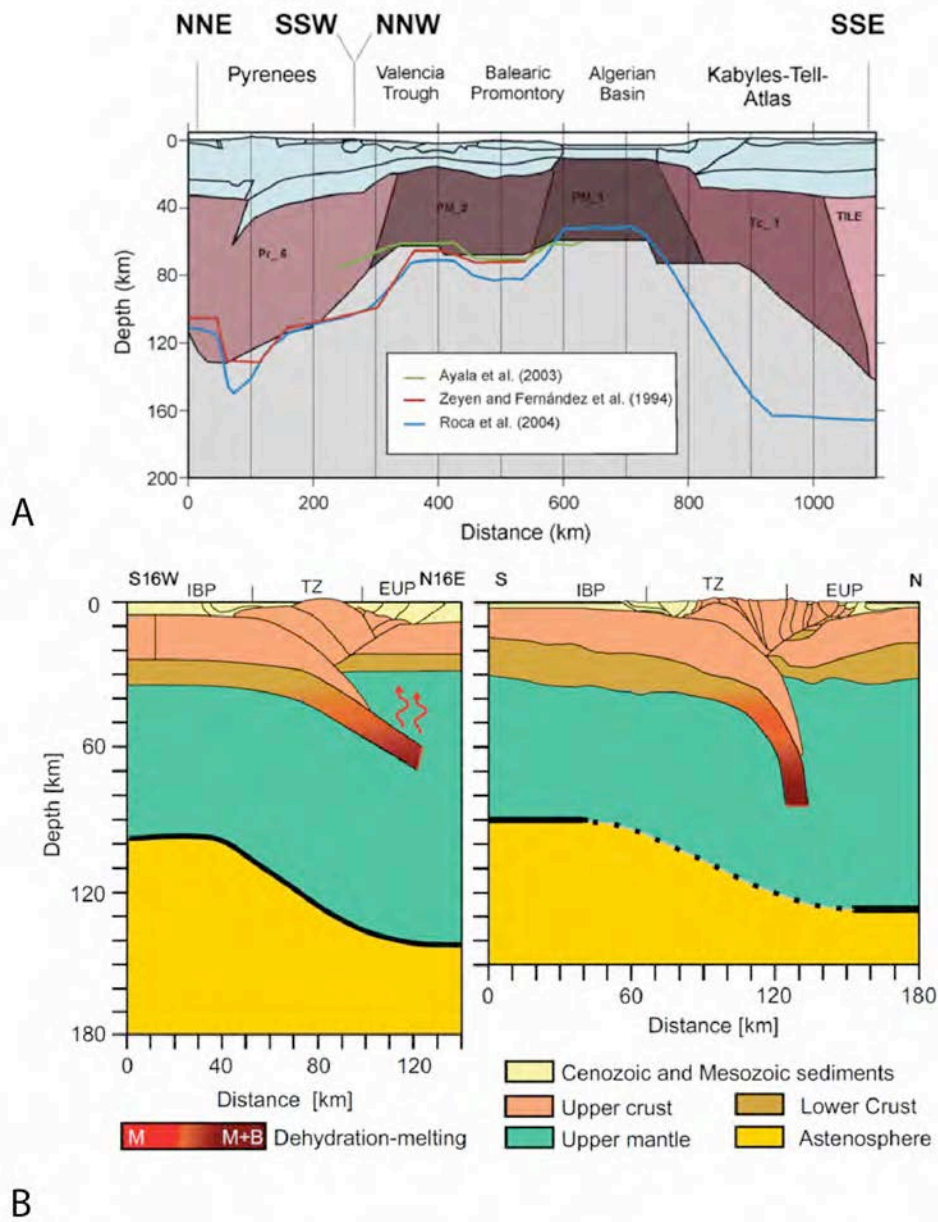


Figure 1.4: A) Structure lithosphérique prédite par le modèle gravimétrique qui est plus en accord avec les données d'élévation, d'élévation du géoïde, d'anomalies de Bouguer et de flux de chaleur. Les lignes de couleurs représentent les épaisseurs prédites par des autres modèles de la littérature. D'après (Carballo et al., 2015). B) Modèle magnéto-tellurique développée par (Campanyà et al., 2011, 2012). La limite lithosphère - asthénosphère est indiquée avec la ligne noire.

1.2. Pénéplanation et dynamique lithosphérique des Pyrénées

Introduction à l'article

Comme souligné précédemment, les surfaces d'aplanissement pyrénéennes sont postérieures à la tectonique pyrénéenne et donc postérieures à l'épaississement crustal. À partir de ce constat, notre raisonnement est le suivant : si les surfaces ont été formées au niveau de la mer, la racine créée postérieurement a dû être érodée, si elles ont été formées en altitude, la racine crustale issue de l'épaississement pyrénéen a dû être préservée. Dit d'une autre manière, s'il n'y a pas eu une érosion de 30 km de roche après l'épaississement qui a pu permettre l'érosion de la racine crustale, les surfaces ont dû se former en altitude.

Notre démarche cherche donc à étudier l'actuelle épaisseur de la croûte sous les reliques actuellement préservées de la surface d'aplanissement pyrénéenne. Afin de vérifier que l'équilibre isostatique se fait au niveau de la lithosphère et que l'élévation actuelle des surfaces peut être expliquée par l'actuelle épaisseur lithosphérique, nous avons comparé les résultats d'un modèle des épaisseurs crustales 1D qui tient compte de l'isostasie et des données d'imagerie sismique récentes.

Cet article a été écrit en collaboration avec Jean Van Den Driessche (Université de Rennes 1) et l'étude a été menée en collaboration avec Alexandra Robert (Géosciences Environnement Toulouse) pour les modélisations 1D de la lithosphère sous les Pyrénées, Julien Babault pour la cartographie automatique préliminaire des reliques des surfaces et Christian LeCarlier De Veslud pour la visualisation des surfaces et l'interpolation préliminaire des reliques. Le travail de terrain a été réalisé avec l'assistance d'Anabelle Bernard. La méthodologie associée à la cartographie et l'interpolation des reliques de la pénélaine pyrénéenne est décrite au sein du Chapitre 2.

PENEPLANATION AND LITHOSPHERE DYNAMICS IN THE PYRENEES (PUBLICATION 1)

Gemma V. Bosch^{1,2*}, Jean Van Den Driessche¹, Julien Babault³, Alexandra Robert⁴,

Alberto Carballo⁵, Christian Le Carlier De Veslud, Nicolas Loget⁶,

Caroline Prognon^{2,7}, Robert Wyns², Thierry Baudin²

¹ Geosciences Rennes, Université Rennes 1 /CNRS, UMR 6118, 35042 Rennes cedex (France)

² BRGM, 45100 Orléans, France

³ Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain

⁴ Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul Sabatier/CNRS, UMR 5563/IRD, ER 234, 31400
Toulouse

⁵ Institute de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC, Barcelona, E-08028, Spain

⁶ ISTEP, Université Pierre et Marie Curie/CNRS, UMR 7193 75005 Paris (France)

⁷ ISTO, Université d'Orléans/CNRS, UMR 7327, 45071 Orléans cedex 2 (France)

Published in *Comptes rendus Geosciences*



Tectonics, Tectonophysics

Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees

Gemma V. Bosch^{a,b,*}, Jean Van Den Driessche^a, Julien Babault^c,
Alexandra Robert^d, Alberto Carballo^e, Christian Le Carlier^a, Nicolas Loget^f,
Caroline Prognon^{b,g}, Robert Wyns^b, Thierry Baudin^b

^aUMR 6118, Géosciences Rennes, université Rennes-1/CNRS, 35042 Rennes cedex, France

^bBRGM, 45100 Orléans, France

^cDepartament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona), Spain

^dUMR 5563/IRD, ER 234, Géosciences Environnement Toulouse, université Paul-Sabatier/CNRS, 31400 Toulouse, France

^eInstitut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona, Spain

^fUMR 7193, ISTEP, Université Pierre-et-Marie-Curie/CNRS, 75005 Paris, France

^gUMR 7327, ISTO, Université d'Orléans/CNRS, 45071 Orléans cedex 2, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 July 2015

Accepted after revision 24 August 2015

Available online 8 December 2015

Handled by Yves Lagabrielle

Keywords:

Pyrenees

Erosion

Peneplanation

Moho

Isostasy

Lithosphere

ABSTRACT

The morphology of the Pyrenees is characterized by the presence of high-elevation, low-relief surfaces. The origin of these Lower-Miocene surfaces is still debated. Two major interpretations have been proposed, both assuming that these surfaces are remnants of a single composite planation surface. The first interpretation proposes that this surface corresponds to a peneplain developed near sea level before the Late Miocene, subsequently uplifted and dissected. The present-day Pyrenees is therefore supposed to rise from the Late Miocene. In the second interpretation, the rise of the efficient base level of the chain induced the progressive inhibition of erosion and the smoothing of the relief before the Late Miocene, resulting in a highly elevated peneplain. According to this latter interpretation, the high elevation of the low-relief surfaces does not equate to post-orogenic uplift. We test these two interpretations by investigating, among other considerations, the relation between the elevation of the planation surface remnants and the deep structure of the chain. We find that (1) the isostatic compensation of the dissected Pyrenean planation surface by crustal thickening and (2) the absence of thinning of the lithosphere mantle below the chain favors the second interpretation.

© 2015 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

Moving plate tectonics and deep mantle dynamics create uplift and subsidence of the Earth's surface, whereas Earth's surface processes, namely erosion, transport and sedimentation, tend to counteract these positive and negative vertical movements. Uplift (or subsidence) has

two origins: isostasy that is controlled by the difference between crustal and mantle densities, and dynamic topography that is controlled by mantle dynamics (e.g., Molnar and Houseman, 2013). Wavelength and elevation changes for local isostasy are respectively of several tens to hundreds kilometers and up to several kilometers, whereas for dynamic topography they are typically of several hundred to thousand kilometers, and several hundred meters up to one kilometer, respectively (e.g., Braun, 2010). Whether or not surface uplift equates to rock uplift depends on whether or not erosion is active (England and Molnar, 1990). As surface uplift is controlled by crust

* Corresponding author. UMR 6118 Géosciences Rennes, B.15 – Off.127/ Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France.

E-mail address: gemmav.bosch@gmail.com (G. V. Bosch).

and/or mantle dynamics, the resulting elevation change must be considered in terms of mean elevation at a minimum area of a thousand of square kilometers (e.g., England and Molnar, 1990). In a general way, crustal thickening causes surface uplift. The growth of a mountain belt by crustal thickening requires a rate of erosion much lower than the rate of rock uplift. When increasing erosion rate tends to equate to rock uplift rate, a dynamic equilibrium occurs once the mountain belt has risen. Crustal thinning will result in surface lowering that can be partially compensated for by sedimentation and/or by concomitant thinning of the lithospheric mantle. Extreme thinning of the continental lithosphere inevitably causes surface lowering below sea level. Only thinning of the lithospheric mantle and its concomitant replacement by less dense asthenospheric mantle can produce surface uplift when crustal thickness is kept constant. So, any attempt to determine the evolution of the topography requires investigating both Earth's surface and deep processes at the origin of the relief (e.g., Casas-Sainz and de Vicente, 2009; Molnar et al., 2015). The Pyrenees is an emblematic example: how the topography of the belt has changed over time and what were the deep processes involved is highly debated.

The Pyrenees are classically described as an intracontinental orogen that results from the inversion of a continental rift during the convergence between Eurasia and Africa (Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992). Beyond the considerable debate that is currently concerned with the width of this rift that developed during the Cretaceous and resulted in mantle exhumation (Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2008), no doubt exists that crustal thickening was at the origin of the Pyrenees uplift during Eocene and Oligocene times. Indeed, the Moho beneath the central Pyrenees reaches a depth of about 50 km (Chevrot et al., 2014; Choukroune et al., 1990).

The "Pyrenees" geographic and geomorphologic labels differ from the Pyrenean orogen ("tectonic" Pyrenees). The Pyrenean orogen extends from the Cantabric Range in north-western Spain to the west, to Provence in south-eastern France to the east. The initial chain was about 1000 km in length, whereas the geomorphologic Pyrenees are only 400 km in length. The disappearance of the Pyrenean orogen below the Mediterranean is due to the tectonic collapse of the former during considerable Oligocene to Aquitanian crustal and lithospheric thinning in the Gulf of Lion margin and subsequent oceanic accretion in the NW Mediterranean (Séranne et al., 1995). This event succeeds the continental rifting that developed in Western Europe from the Oligocene. It also affected the easternmost part of the geomorphologic Pyrenees. We refer hereafter the geomorphologic Pyrenees to the Pyrenees.

2. The high-elevation, low-relief erosional surfaces in the Pyrenees

The most striking feature of the Pyrenean morphology is the occurrence at high elevation of low-relief erosional surfaces, which are considered as remnants of a single composite planation surface recently dissected (Babault

et al., 2005; Calvet, 1996; de Sitter, 1952; Kleinsmiede, 1960; Zandvliet, 1960). This planation surface erodes the Pyrenean tectonic structures and is locally overlapped by Upper Miocene continental deposits in the Val d'Aran and Cerdanya, providing an upper limit age for its development (Cabrera et al., 1988; Roca, 1996; Ortuño et al., 2008, 2013; de Sitter, 1953). The high-elevation, low-relief surfaces form smooth reliefs paradoxically situated at crest zones up to ~2800 m asl in the Axial Zone of the Pyrenees (Fig. 1). They occur irrespective of lithology, mainly granitic rocks and micaschists. Typically, the slope along these surfaces does not exceed 20°. Depending on their altitude in the chain, they are more or less disrupted by glacial erosion. Within the high-elevation, low-relief surfaces, glacial erosion produces excavation surfaces, easily identifiable by their concave-up geometry, their steep slopes and their marked roughness. To reconstruct the Pyrenean planation surface, we analyzed and mapped several remnants of this surface and we used literature data to compile a regional map (Babault et al., 2005; Calvet, 1996; Kleinsmiede, 1960; Ortuño et al., 2008; Zandvliet, 1960). Then we used an automatic method of landform classification called TPI (Topographic Position Index; Jenness et al., 2013; Weiss, 2001) to map these remnants across the Axial Zone of the Pyrenees.

The Weiss method uses digital elevation models to measure the difference between the elevation of each cell and the mean elevation with a variable radius of calculation. The variation of the radius, the TPI type and the slope permit to distinguish different landforms in the landscape. We use 25-m resolution DEMs from the French, the Spanish and the Andorran Geographical Institutes, allowing us to detect areas down to 500 m². TPI type, TPI radius and slope were determined from surfaces previously mapped by field investigations. We have developed the methodology. It will be the subject of another publication. The applied methodology results in a limit between the remnants of the planation surface and glacial landforms more consistent and regular than using traditional interpretative mapping (Fig. 1). We then verify on the field the existence of the surfaces identified by the Weiss method, which were not previously mapped.

Fig. 2a shows the pervasive occurrence of the remnants of the Pyrenean planation surface in the Axial Zone. Hypothesizing that these surfaces are the remnants of a single paleosurface of planation, we tentatively restore this latter by interpolating the neighboring remnants (Fig. 2b). The resulting surface is gently undulating with a mean elevation of about 2400 m. Local relief does not exceed 300 m (Fig. 2c). This surface can therefore be described as a high peneplain (Davis, 1899; King, 1953). Note that the mean elevation of the restored planation surface is some hundred meters higher than the mean elevation of the present-day topography.

3. Moho depth and deep structure in the Pyrenees

The first works on the Moho depth below the Pyrenees (Choukroune and ECORS Team, 1989; Daignières et al., 1982; ECORS Pyrenees team, 1988; Roure et al., 1989; Souriau and Granet, 1995; Vacher and Souriau, 2001)

have revealed the presence of a crustal root that corresponds to the thickening of the Iberian crust during the incipient subduction of the Iberian lithosphere below the European lithosphere. Recent studies coupling receiver functions and local tomography investigation have provided more accurate images of both the crustal and lithospheric structures below the Pyrenees (Chevrot et al., 2014).

In order to compare independently geophysical approaches for the calculus of the depths of the Moho and of the base of the lithosphere, we present a new geophysical modeling using topographic data and geoid anomaly together with thermal analysis in a 1D approach (Fuller et al., 2007; Robert et al., 2015). Topographic and bathymetric data are extracted from the ETOPO1 database (Amante and Eakins, 2009) and the geoid anomaly from EGM2008 global model (Pavlis et al., 2008). In order to avoid sub-lithospheric density variations, we filtered the geoid so that the signal corresponding to the lower spherical harmonics until degree and order 10 is ruled out. Our modeling approach assumes that (1) local isostasy is verified, considering a depth of compensation of 300 km, and (2) the system is in thermal equilibrium. It also considers a four-layered density model composed of atmosphere/sea water, crust, lithospheric and asthenospheric mantle. The crustal density linearly increases with depth, and the density of the lithospheric mantle is temperature dependent.

Fig. 3 shows three models involving variable crustal densities (Table 1). We compare the Moho depths with the dataset from Chevrot et al. (2014), which involves recent receiver functions data and reflection–refraction profiles from France and Spain (see references in Chevrot et al., 2014). We perform a new interpolation of the Moho surface from Chevrot et al.’s dataset, using the 3D GOCAD modeler (Mallet, 2002). This interpolation reveals the main pattern of the Moho surface, avoiding short wavelength variations (Fig. 3).

The three models are in agreement with the Moho depth determined from the dataset of Chevrot et al. (2014). We observe that the mean elevation of the Pyrenees is generally compensated by crustal thickening, so that the variation of elevation across the chain matches that of the Moho depth. Similarly, the base of the lithosphere parallels the Moho surface, and does not show any anomalous thickening or thinning that could trigger the mean elevation of the chain.

In the easternmost Pyrenees, the Moho and the lithosphere–asthenosphere boundary rises progressively whereas the mean elevation of the chain decreases. Lithospheric thinning increases offshore in relation with the opening of the Gulf of Lion (e.g., Séranne, 1999). In this area, there is a misfit between our models and the data set of Chevrot et al. (2014) that does not exceed 5 km. Whether this misfit has to be related to the error inherent to both methods (Gómez-Ortiz et al., 2011; Molnar et al., 2015) remains to be determined. Our density model for the crust is probably not fully pertinent in this area where the thick Neogene sedimentary cover makes the mean crustal density lower than in the rest of the Pyrenees. To what extent this affects the results of our modeling is to

evaluate. Further investigation, especially 2D and 3D modelling, is needed to improve the fit (work in progress).

4. Discussion

The above considerations about the “Pyrenees” labeling highlight the prominent part played by isostasy on the surface expression of the Pyrenean orogen as a whole. We argue here that isostasy, and not mantle dynamics, is responsible for the occurrence of low-relief erosional surfaces at high elevation in the Pyrenees.

Low-relief erosional surfaces are considered to be produced by long-term erosional processes that result in the peneplanation near sea level of earlier reliefs such as mountain belts (Davis, 1899). Thus low-relief surfaces at high elevation at the Earth surface are classically interpreted as a result of a surface uplift (e.g., Chorley et al., 1973; Davis, 1899; de Sitter, 1952; Fariás et al., 2008; Hetzel et al., 2011; Phillips, 2002). Uplift generates relief rejuvenation so that these surfaces appear as relics of a dissected peneplain. Mantle dynamics is required to trigger surface uplift because these relics appear rather flat and not deformed, while considerable crustal thickening would inevitably induce their folding and faulting. A major consequence of such an interpretation is the lack of crustal root together with an extreme thinning of the lithospheric mantle below these surfaces (Fig. 4a). In the eastern Pyrenees a similar interpretation involving a near-2000-m post-orogenic uplift has been proposed for the high altitude of these low-relief surfaces (e.g., de Sitter, 1952; Gunnell et al., 2008).

The present preliminary results show that these surfaces are ubiquitous in the Pyrenees. Their interpolation at the scale of the chain suggests that they are remnants of a single, gently undulating planation surface. The elevation variation of the latter follows that of the present-day mean topography, which appears to be in isostatic equilibrium. We do not find any crustal overcompensation of the elevation of the chain as previously suggested (Vacher and Souriau, 2001) or anomalous thinning of the mantle lithosphere to explain the elevation of the planation surface in the eastern Pyrenees (Gunnell et al., 2008). Our results therefore contradict the hypothesis of peneplanation near sea level, and subsequent uplift due to mantle dynamics (Fig. 4a).

The difference in altitude between the restored planation surface and the present-day mean topography of the Pyrenees is explained by the isostatic rebound due to the dissection of the former (Babault et al., 2005). This difference in altitude stems from the fact that our restoration ignores the isostatic rebound consecutive to recent dissection of the planation surface (Babault et al., 2005).

Additionally, the present-day level of erosion in the central and eastern Pyrenees also disagrees with the hypothesis of peneplanation near sea level. The peneplanation of an initial mountain belt with a mean altitude of 2000 m asl would require to remove by erosion a crustal thickness of about 12 km. The rocks exposed along the peneplanation surface would therefore show a metamorphic imprint corresponding to a minimum burial of 12 km.

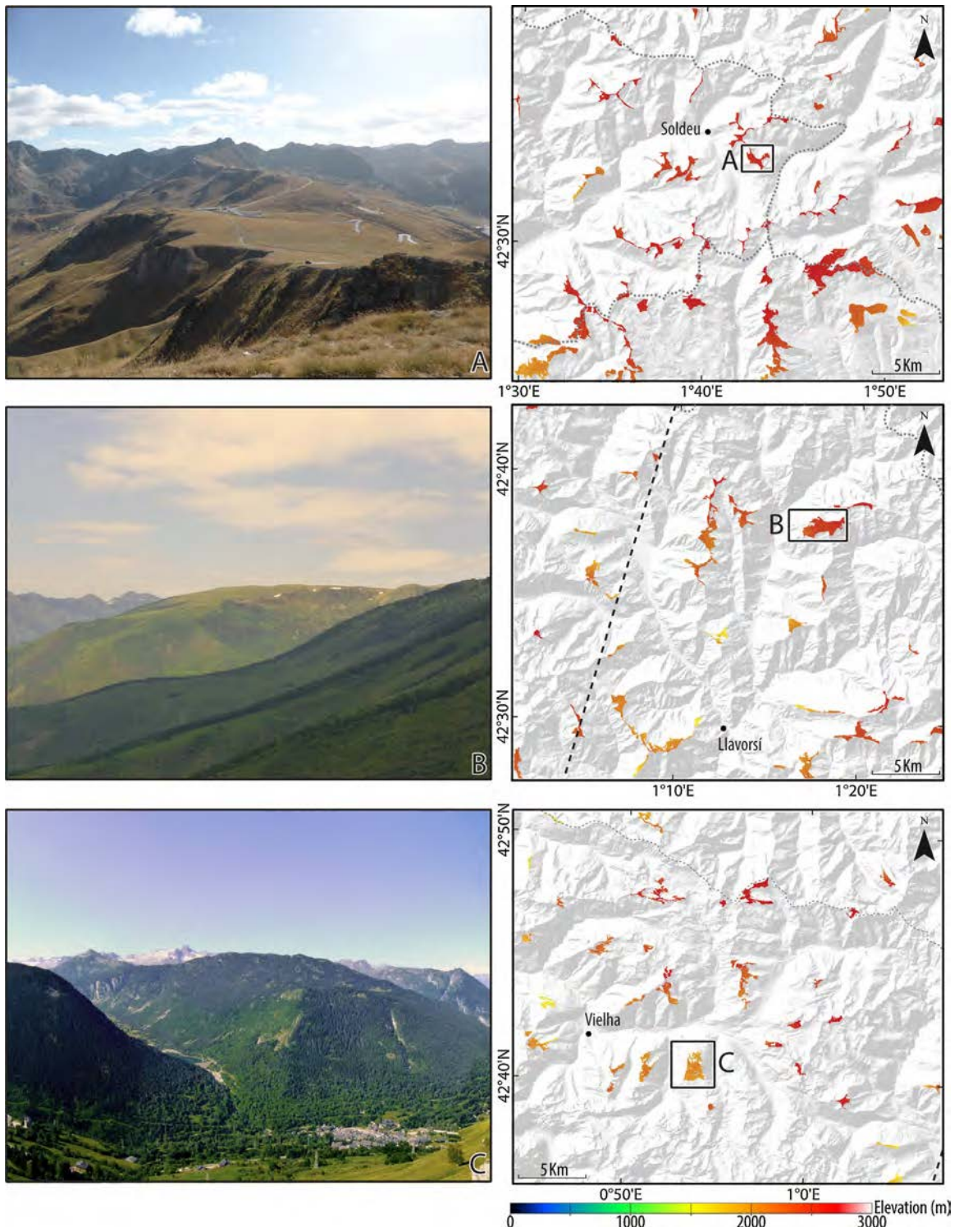


Fig. 1. (Color online.) Examples of high-elevation, low-relief surfaces in the Axial Zone of the Pyrenees. Field examples (left) and corresponding topographic maps (right) (location in Fig. 2). Top: Pla d'Envalira (Andorra) (2500 m asl); middle: Pla de Boldis (Cardos Valley) (2500 m asl); dashed line: ECORS profiles; bottom: Pla de Prüedo (Val d'Aran) (2000 m). These surfaces have been previously mapped by Kleinsmiede (1960), Zandvliet (1960), Calvet (1996), and Ortuño et al. (2008). The color in surfaces represents its elevation.

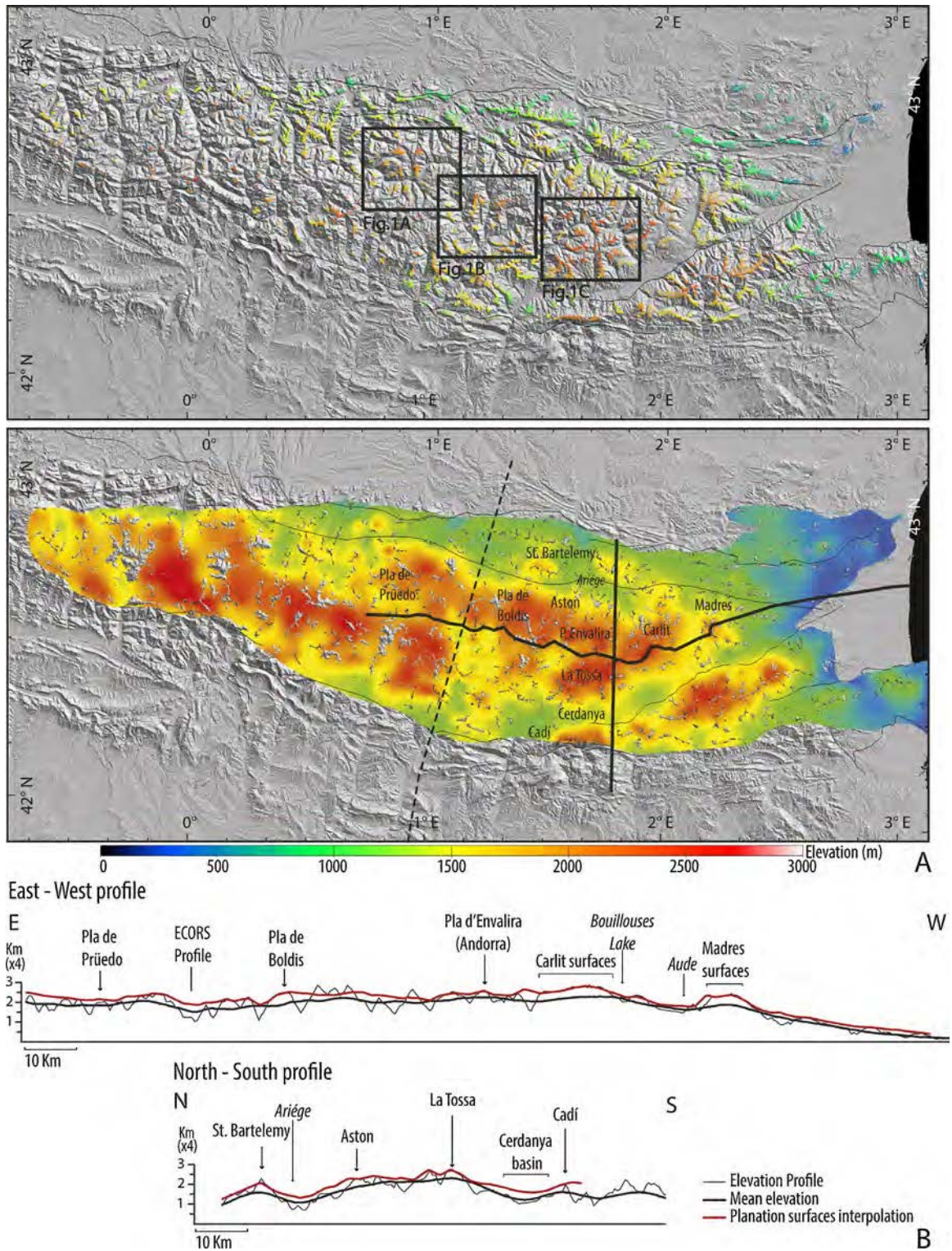


Fig. 2. (Color online.) The planation surface of the Pyrenees. A. Top: map of the different remnants of the Pyrenean planation surface; bottom: map of the planation surface obtained by the interpolation of neighboring remnants using GOCAD 3D modeler. B. East–west and north–south profiles of the restored planation surface (red). Thick black lines: mean elevation.

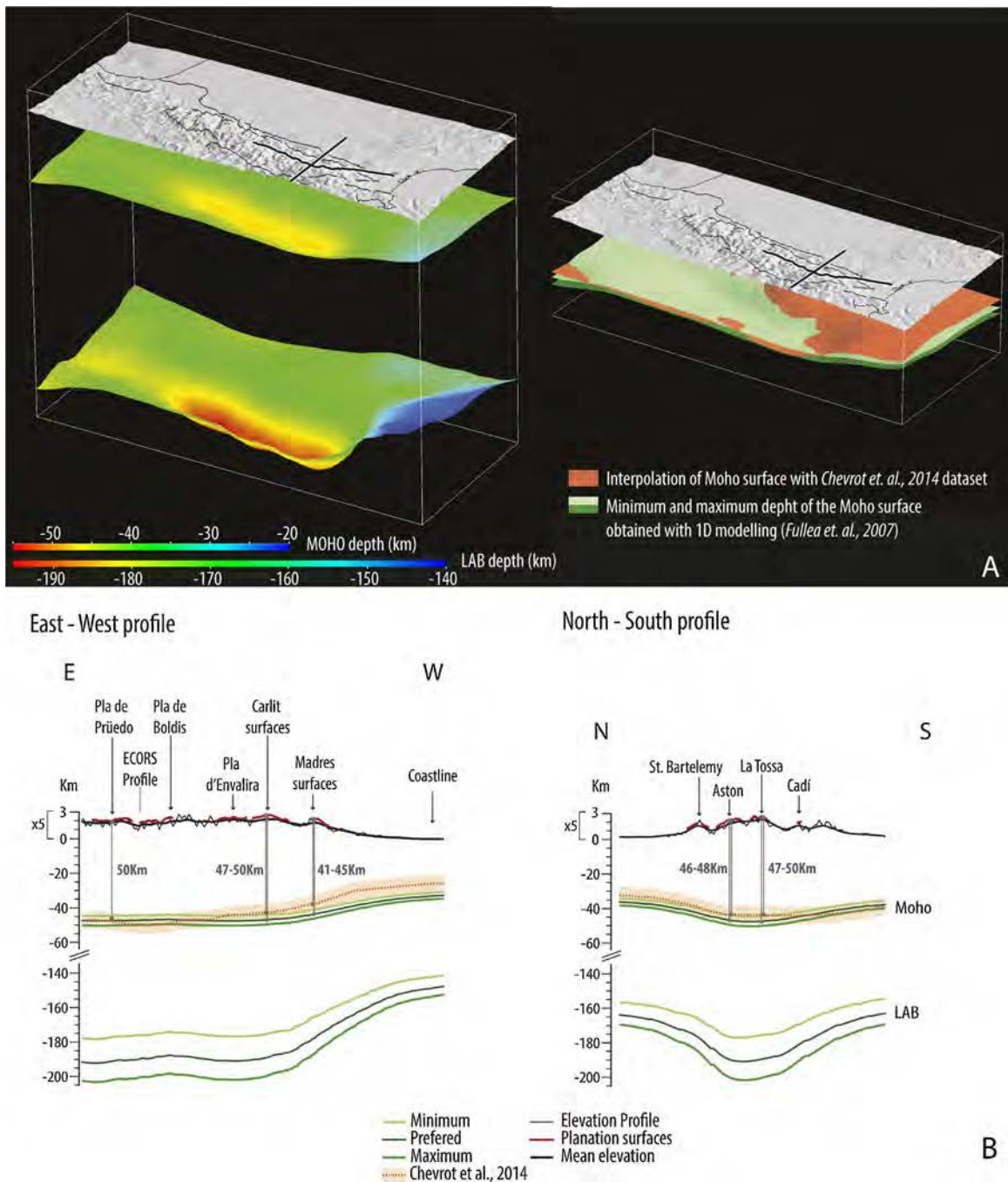


Fig. 3. (Color online.) 3D superposition of topography, Moho and LAB in the Axial Zone of the Pyrenees. A. Left: Superposition of the three surfaces (topography, Moho and LAB) (see text for further explanation). A. Right: Topography and Moho surfaces. The figure shows the comparison between the Moho surface interpolated from Chevrot et al.'s dataset (orange) and three Moho surfaces and the corresponding LAB surfaces (green) resulting from the 1D gravity modeling using different three crustal densities (see Table 1 for parameters). B. East-west and north-south profiles of the three surfaces (topography, Moho and LAB). Thick black lines correspond to the mean elevation. The red line corresponds to the remnants of the planation surface. The orange line is the Moho profile from Chevrot et al.'s dataset (the margin of error (± 5 km) is shown). The green lines are the profiles of the Moho and the corresponding LAB resulting from 1D gravity modeling.

The Hercynian basement in both the central and eastern Pyrenees show a remarkable similar metamorphic zonation (e.g., Carreras and Capella, 1994) that reveals a similar level of erosion. To our knowledge, there is presently no data to support a differential 12-km crustal thickening

during Pyrenean tectonics between the central and eastern Pyrenees. So in the easternmost Pyrenees, thinning of the crust is not achieved by greater erosion, resulting in downwearing and peneplanation, as previously suggested (Gunnell et al., 2008). Crust thinning rather results from

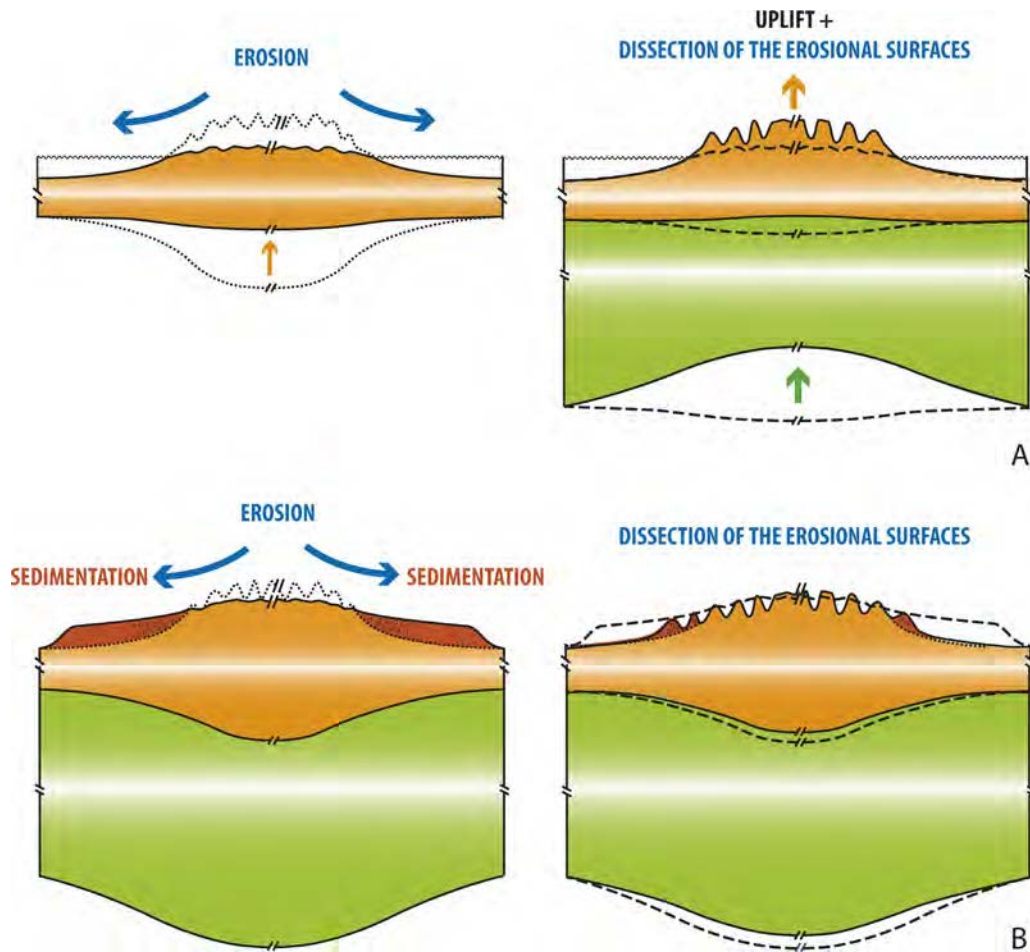


Fig. 4. (Color online.) Two end-member conceptual models for the explanation of high-elevation, low-relief erosional surfaces. A. Model 1 considers planation near sea level, then uplift triggered by mantle dynamics and relief rejuvenation. Note the absence of crustal root below the dissected peneplain. B. Model 2 considers planation at high elevation due to erosion inhibition emphasized by thick piedmont sedimentation and the persistence of a crustal root below the high-elevated planation surface.

Table 1

Parameters used in the 1D modeling using topographic data and geoid anomaly together with thermal analysis.

	Minimum	Preferred	Maximum
<i>Densities (kg/m³)</i>			
Sea water density ρ_w		1031	
Upper crust density ρ_{c-up}	2660	2760	2810
Lower crust density ρ_{c-dw}	2900	2900	2950
Mean crust density ρ_{c-m}	2780	2830	2880
Lithospheric mantle density (ρ_l)	3200 [1 + 3.5 · 10 ⁻⁵ × 3200(1300 - T _m)]		
Asthenosphere density (ρ_a)	3200		
<i>Thermal parameters</i>			
K _c	2.7 W · K ⁻¹ · m ⁻¹		
K _m	3.2 W · K ⁻¹ · m ⁻¹		
T _s	15 °C		
T _a	1300 °C		
α	3.5 · 10 ⁻⁵		
H ₀	0.7 mW · m ⁻³		

After Parsons and Sclater, 1977; Clauser and Huenges, 1995; Fernández et al., 1998; Robert et al., 2015.

K_c and K_m: thermal conductivity for the crust and the mantle, respectively; T_s: temperature at the Earth's surface; T_a: temperature at the base of the lithosphere; α: coefficient of thermal expansion; H₀: crustal surface heat production.

Upper Oligocene to Lower-Miocene extensional tectonics (Séranne, 1999).

We conclude that the high-elevation, low-relief surfaces of the Pyrenees are the remnants of the single planation surface. This surface formed at high elevation in response to the progressive inhibition of erosion, as shown by thermochronological data (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009) and the concomitant sediment aggradation along the Pyrenean piedmonts during the mountain growth from the Late Eocene to the Early Miocene (Babault et al., 2005, 2007). This process allowed the preservation of a thick crustal root below the Pyrenees (Fig. 4b). Reactivation of fluvial incision and glacial erosion is responsible for the removal of thick detrital sediment accumulation and the dissection of the initial planation surface into disseminated remnants as observed today (Babault et al., 2005). According to the Molnar and England's model (1990), if any post-tectonic uplift of the planation surface did occur in the Pyrenees, it was caused by isostatic rebound consecutive to erosion and did not exceed 400 m (Babault et al., 2005). Whether relief rejuvenation occurs during the Plio-Quaternary

climate change or from the Early Miocene onwards (e.g., Babault et al., 2005, 2006; Coney et al., 1996; Fillon and van der Beek, 2012; García-Castellanos et al., 2003) is still a matter of debate and behind the scope of the present study.

5. Conclusion

Remnants of planation surfaces at high elevation are ubiquitous in the Pyrenean Axial Zone. A first attempt to interpolate these remnants suggests that they correspond to a single planation surface that was completed before the Late Miocene and later dissected. The presence of a crustal root together with the absence of lithospheric mantle thinning below the Axial Zone precludes any peneplanation near sea level before the Late Miocene. This also implies that no subsequent uplift triggered by mantle dynamics occurred as classically proposed to explain such planation surface remnants at high elevation. Rather, in the case of the Pyrenees, it favors a process of erosion inhibition at high altitude, a process probably undervalued in many other mountain belts where remnants of planation surfaces are observed.

Acknowledgements

We are grateful to the BRGM (Bureau de recherches géologiques et minières) for funding the Gemma V. Bosch PhD thesis (Project RGF, “Référentiel géologique de la France”). We wish to thank constructive thorough reviews by Antonio Casas-Sainz, Michel Séranne, and Yves Lagabrielle. Annabelle Bernard is thanked for field assistance.

References

- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC 24.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castellort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, TC2010.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castellort, S., Bonnet, S., Davy, P., 2006. Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology* 81, 155–165.
- Babault, J., Bonnet, S., Van Den Driessche, J., Crave, A., 2007. High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova* 19, 272–277.
- Braun, J., 2010. The many surface expression of mantle dynamics. *Nature Geosci.* 3, 825–833.
- Cabrera, L., Roca, E., Santanach, P., 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *J. Geol. Soc.* 145, 261–268.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales (Thèse d'État, document du BRGM). . 255 p.
- Carreras, J., Capella, I., 1994. Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Struct. Geol.* 16, 1509–1524.
- Casas-Sainz, A.M., de Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics* 474, 214–235.
- Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Coughlat, G., Delmas, P., de Saint Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Péquignat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., Wolyniec, D., 2014. High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 6399–6420.
- Chorley, R.J., Beckinsale, R.P., Dunn, A.J., 1973. *The history of the study of landforms for the development of geomorphology*. Meuthuen and Co. ed., London.
- Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23–39.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., ECORS Pyrenees Team, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411–423.
- Clauser, C., Huenges, E., 1995. Thermal conductivity of rocks and minerals. In: *Rocks physics and phase relations: a handbook of physical constants*. 105–126.
- Coney, P.J., Muñoz, J.A., McClay, K.R., Evenchick, C.A., 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *J. Geol. Soc.* 153, 9–16.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 88–100.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geogr. J.* 14, 481–504.
- ECORS Pyrenees team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* 331, 501–511.
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173–1177.
- Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics* 27, TC1005.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E., 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 291, 29–53.
- 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 Res.* 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 Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170.
- Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H., Vergés, J., 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics* 430, 97–117.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., Cloetingh, S., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108 (B7), 2347.
- 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 Res.* 19, 323–334.
- Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R., Ruiz, J., 2011. Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1247–1257.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 276, 302–313.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 278, 208–218.
- Hetzl, R., Dunkl, I., Haider, V., Strobl, M., von Eynatten, H., Ding, L., Frei, D., 2011. Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift. *Geology* 39, 983–986.
- 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.
- Jenness, J., Brost, B., Beier, P., 2013. Land facet corridor designer: extension for ArcGIS. Jenness Enterprises, http://www.jennessent.com/arcgis/land_facets.htm.
- King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 721–754.
- Kleinsmiede, W.F.J., 1960. Geology of the Valle de Arán, central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.* 25, 129–245.
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20, 11–21.
- Mallet, J.L., 2002. *Geomodelling. Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, NY.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34.
- Molnar, P., Houseman, G.A., 2013. Rayleigh-Taylor instability, lithospheric dynamics, surface topography at convergent mountain belts, and gravity anomalies. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2544–2557.
- Molnar, P., England, P., Jones, C.H., 2015. Mantle dynamics, isostasy and the support of high terrain. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 1932–1957.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS Pyrenees crustal balanced cross-section. In: Mc Clay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 235–246.

- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., Santanach, P., 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics* 453, 246–262.
- Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the central Pyrenees. *J. Geol. Soc.* 170, 79–92.
- Parsons, B., Sclater, J.G., 1977. An analysis of the variations of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82, 803–827.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2008. An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. In: Presented at the Abstracts European Geosciences Union, General Assembly 2008, Vienna.
- Phillips, J.D., 2002. Erosion, isostatic response, and the missing peninsulars. *Geomorphology* 45, 225–241.
- Robert, A., Fernández, M., Jiménez-Munt, I., Vergés, J., 2015. Lithospheric structures in central Eurasia derived from elevation, geoid anomaly and a thermal analysis. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 427.
- Roca, E., 1996. The Neogen Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 114–119.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Barey, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41–50.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of Pyrenean orogeny. *Mar. Petrol. Geol.* 12, 809–820.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 156, 15–36.
- de Sitter, L.U., 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *Am. J. Sci.* 250, 297–307.
- de Sitter, L.U., 1953. Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran. *Leidse Geol. Meded.* 18, 272–280.
- Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.* 100, 117–134.
- Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophys. J. Int.* 145, 460–470.
- Weiss, A.D., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. In: Poster Presentation. ESRI Users Conference, San Diego, CA.
- Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.* 25, 1–127.

CHAPITRE 2

METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE ET RESTAURATION DE LA PÉNÉPLAINE MIOCENE DES PYRENÉES

Introduction à l'article 2

Rien que la présence de reliques de la pénélaine sur les zones des Pyrénées où des évidences de la présence d'une croute épaissie suffit à évacuer l'hypothèse d'une pénéplanation *sensu* Davis, par l'érosion des reliefs pyrénéens jusqu'au niveau de la mer.

L'intérêt principal de notre démarche est donc le développement d'une méthode robuste de cartographie des reliques de la pénélaine pyrénéenne afin de tester la présence de surfaces en utilisant les mêmes caractéristiques que celles cartographiées par Calvet (1996) sur la partie orientale de la chaîne.

L'article qui suit explique la méthode que nous avons suivie pour la cartographie et la restauration de la pénélaine pyrénéenne. Le travail de terrain a été réalisé avec la collaboration de Julien Babault et Jean Van Den Driessche. Le travail d'analyse topographique des modèles numériques de terrain (MNT) a été réalisé en collaboration avec Julien Babault. Le travail de restauration de la pénélaine à partir de ces reliques a été réalisé avec Christian Le Carlier De Veslud (Université de Rennes 1).

Une compilation de photographies des reliques de la pénélaine réalisées pendant les missions de terrain est présentée dans l'Annexe 1.

THE MIOCENE HIGHLY ELEVATED PYRENEAN PENEPLAIN RESTORED (*PUBLICATION 2*)

Gemma V. Bosch^{1,2*}, Julien Babault³, Jean Van Den Driessche¹,

Christian Le Carlier¹, Nicolas Loget⁴, Alexandra Robert⁵,

¹Géosciences Rennes, UMR 6118, Université Rennes 1/CNRS, 35042 Rennes cedex, France

²BRGM, 45100 Orléans, France

³Av. Toscana, 5128420, Galapagar, Madrid, Spain

⁴UMR 7193, ISTEP, Université Pierre-et-Marie-Curie/CNRS, 75005 Paris, France

⁵UMR 5563/IRD, ER 234, Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul-Sabatier/CNRS, 31400

Toulouse, France

Prepared to submission in *Geomorphology*

ABSTRACT

We present a new methodology allowing the semi-automatic mapping of high-elevation, low relief erosional surfaces in mountain belts. The method is applied to the Pyrenees where the origin of these surfaces is debated. We show that these surfaces correspond to the remnants of a single, wavy peneplain surface that lies at high elevation during the mid-Miocene, some hundred meters above the present-day mean elevation of the chain. The elevation of this peneplain has been restored taking account the isostatic rebound due to its post-mid-Miocene dissection. Eventually the restoration of the morphology of the Pyrenees during the mid-Miocene denies previous interpretation of the applanation near sea-level of the chain during this period.

1. INTRODUCTION

The occurrence of low relief erosional surfaces at high elevation (hereafter referred as HE-LR erosional surfaces) in mountain belts is a matter of debate with regards to the dynamics of topography. A common interpretation considers that such surfaces are the relics of a peneplain near sea-level and that their present-day high elevation may be used to quantify post-orogenic uplift (e.g. de Sitter, 1952; Tweto, 1975; Epis et al., 1980). Such an interpretation has been applied to the Early-Miocene HE-LR surfaces of the Pyrenees (e.g. Gunnell et al., 2008; de Sitter, 1952) but also strongly challenged with regard to the present-day deep structure of the chain that favors peneplanation at high elevation (Babault et al., 2007). In the Pyrenees the HE-LR erosional surfaces cross the tectonic structures that develop during the Pyrenean compression responsible for the occurrence of a thick crustal root beneath the chain, especially in its central part. Therefore, Late-Miocene to Quaternary post-orogenic uplift involving crustal thickening is

conflicts with the presence of such HE-LR erosional surfaces. An alternative mechanism to crustal thickening to explain post-orogenic uplift is to consider strong mantle lithosphere thinning (e.g. Leonard, 2002; McMillan et al., 2002), but according to Bosch et al., (2016a) it does not occur below the Pyrenees. Whatever the reality or not of Late-Miocene to Quaternary post-orogenic uplift in the Pyrenees to explain the high elevation of low-relief erosional surfaces, a major point to consider is their real occurrence, which was recently denied, especially in the central Pyrenees, by the advocates of the post-orogenic interpretation. The problem is not so easy because Quaternary glacial erosion may provide similar HE-LR erosional surfaces. The present work is concerned with the mapping of the HE-LR erosional surfaces of the Pyrenees, as remnants of a highly elevated peneplain (Babault et al., 2005). We develop a new semi-automatically method of landform mapping that reveals their distribution along the chain and allows to extract their different morphological characteristics. From these data we restore the topography of the Pyrenean as a whole during the Early Miocene thanks to a 3D interpolation approach. Finally, we discuss the processes at the origin of this topography.

2. MAPPING METHODOLOGY

2.1. Semi-automatic cartography of landforms

As landforms result from different surface processes (e.g. Brown et al., 1998), dating relatively or absolutely these landforms may reveal the history of landscape development, with regard to climate, tectonics and geodynamics of the region. Classical methodologies used for landscape mapping, are mainly based on the observation of landscapes in the field, and integrate different topographic characteristics (slope, elevation, position, aspect, ...) at different length scales (e.g.

Pike, 1988). The automatic or semi-automatic methods for the landscape mapping using digital elevation models, must integrate also different topographic parameters at different length scales to describe the unique characteristics of each landform present in the landscape (Brown et al., 1998; Pike, 1988). Following Pike (1988), Brown et al. (1998) propose three conditions for correct landform mapping: (1) the landforms resulting from different processes must result in distinct topographic shapes, (2) the detail of topographic units must be sufficient to measure those distinct shapes, (3) the quantitative descriptors from the topographic data must be adequate for describing the unique characteristics of each of the units. We followed these precepts to map the remnants of the Pyrenean peneplain separately from the low relief glacial erosion forms, also situated at high elevation. Glacial erosion in the Pyrenees result from alpine glaciers with glacial cirques making lake zones situated at high elevations and U-shaped glacial valleys at mid elevations. The main sedimentary deposits associated with these landforms are moraines, tills and fluvio-glacial deposits.

Using geomorphometry, we attempt to found the land surface parameters (LSP, Hengl and Reuter, 2009; Seijmonsbergen, 2013) also called topographic attributes (Wilson and Gallant, 2000) or terrain variables (Brown et al., 1998) that allow to differentiate the glacial cirque floors from the remnants of the planation surface. LSPs are defined locally (slope, elevation, hillshade, aspect, curvature) or on a regional scale (mean elevation, standard deviation of the elevation, variance (roughness), elevation range (relief), elevation percentile, ...). Several regional LSPs help to detect the position of the points in the topography, thus the ridges, valleys, canyons, ... These LSPs are known by different names: (1) the *difference from mean elevation* (Galland and Wilson, 2000), almost equivalent to the *topographic position index (TPI)* (Weiss, 2001b), to the

topographic position (used in Guisan et al., 1999), and to the *highpass filtering* (Finkl et al., 2005) , (2) the *deviation from mean elevation (dev)* (Galland and Wilson, 2000) and (3) the *topographic openness* (Yokoyama et al., 2002; Prima et al., 2006; Prima and Yoshida, 2010) . The topographic position index is traditionally in ecology sciences (e.g. Guisan et al., 1999). The works of Weiss, (2001) and Tagil and Jenness (2008) highlight the usefulness of this LSP in geomorphology. The main characteristic of the *topographic openness* parameter of Yokoyama et al. (2002) is the possibility to differentiate narrow valleys from wide valleys. Narrow or wide valleys are also easily to distinguish from TPI and dev values. Following De Reu et al., (2013) who compare the efficiency of *dev* and TPI to determine landscape patterns, we choice to use the *dev* values.

The regional LSPs that allow to obtain the topographic position, have been subject to numerous studies attempting to develop automatic mapping of landscapes using supervised methods (Brown et al., 1998; Prima et al., 2006) or not supervised methods (De Reu et al., 2013; Jenness Enterprises, 2009; Tagil and Jenness, 2008; Weiss, 2001a). These automatic methodologies do not detect low-relief, summit surfaces or alpine glacial landforms. According to the precepts of Pike (1988) and Brown (1988), we study hereafter which regional LSPs best describe the unique characteristic of each landforms we intend to differentiate (i.e. glacial landforms and HE-LR erosional surfaces).

2.2. Relief forms in the Pyrenees

The morphology of the Pyrenees is characterized by the presence of almost-flat, high elevated peneplain remnants (de Sitter, 1952, Calvet, 1996; Babault et al., 2005; Gunnell and Calvet, 2008; Bosch et al., 2015). As noted before, the existence of these HE-LR remnants in the high chain is debated. Gunnell et al., (2008) defended the absence of HE-LR remnants of the Pyrenean peneplain in the central Pyrenees. They consider that the HE-LR erosional surfaces detected by Babault et al. (2005) in this area in fact result from Quaternary glacial erosion (Gunnell and Calvet, 2006). One of the main challenges of the present work is to distinguish between the HE-LR remnants of the mid-Miocene Pyrenean peneplain, and the erosional surfaces resulting from Quaternary glacial erosion. Another subject of debate is the presence or not of stepped planation surfaces. Special attention was directed in this study to the stepped surfaces described in literature (Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Goron, 1941). Kleinsmiede (1960) identifies remnants of three stepped surfaces in Vall d'Aran. Goron (1941) in the northern side, and Calvet (1996) in the eastern Pyrenees describe four main generations of surfaces, whereas Gunnell et al., (2008, 2009) defend the existence of only two generations. According to these authors, the stepped surfaces are formed by successive base level changes, near sea level. These interpretations of different generation of planation surfaces are only based on their difference in elevation. No of the aforementioned works take into account the slope of the remnants to consider a wavy dome-shaped palaeosurface rather than several stepped surfaces. Adding complexity on this matter of debate, Monod et al. (2016), suggest that the stepped surfaces in the northwestern Pyrenees are the result of the vertical offset of several hundred meters generated by normal faulting during the Plio-Quaternary.

To discuss the presence or not of stepped surfaces, resulting either from base-level changes of normal faulting, (1) we calculated the hypsometric curve of the remnants to detect the possible occurrence of two classes of surface elevations, and (2) we determine the aspect and the mean slope of each remnant to identify a possible systematic switch in the orientation of the surfaces.

In the field, special attention was paid to recent normal faulting in the northwestern Pyrenees.

An important point to note is the different timing in the development of the HE-LR erosional surfaces and the glacial surfaces. Indeed glacial erosion may overprint HE-LR surfaces leading to possible misinterpretation of stepped planar surface. We discuss this issue in the following.

The surfaces described in the literature were analyzed and mapped in the field using topographic maps and Google Earth 3D visualizations. These hand mapped surfaces were used to extract their land-surface parameters using a DEM with 25m of resolution. We then use these characteristics to expand the mapping to the entire Pyrenees. Finally we verify the existence of the surfaces mapped by the automatic method by visiting several of these surfaces in the field.

3. MAPPING OF THE HE-LR EROSIONAL SURFACES IN THE PYRENEES

We perform a compilation of the geomorphologic maps of the literature showing HE-LR erosional surfaces and glacial cirques in the Pyrenees. This compilation includes the maps published by Goron (1941) and geomorphological schemes from de Sitter (1952) in the Pyrenees Ariegoises, by Kleinsmiede (1960) and Ortuño et al. (2008, 2013) in the Aran Valley, by Zandvliet (1960) in the Cardos valley, by Viers (1960) in westernmost Pyrenees and by Birot, (1937), Calvet (1996), CRECIT and Euroconsult (2005), Palacios et al. (2015) in the easternmost

Pyrenees (figure 1). Most of the remnants of the peneplain mapped in these geomorphologic maps were visited in the field.

We chose an already studied area in eastern Pyrenees in order to extract the LSPs of both HE-LR erosional surfaces and glacial cirques using a 25m resolution DEM. We improve and unify the literature geomorphologic maps (Calvet, 1996; CRECIT and Euroconsult, 2005; Palacios et al., 2015) using Google Earth 3D views, field observations and topographic maps, in order to map the most prominent glacial cirques and the HE-LR erosional surfaces. We use this first hand map for the development of a new automatic method, which presents the advantage to be more objective and less time consuming than hand mapping.

3.1. Land-surfaces parameters of the HE-LR remnants

3.1.1. Determination of the pertinent land-surface parameters

The smallest, HE-LR erosional surfaces found in literature being of several thousand square meters, we consider a 25 m resolution DEM to be sufficient. The DEM were performed merging and rescaling to 25 m the 15 m DEM from Catalan region (Institut Cartografic de Catalunya; <http://www.icc.cat/vissir3/>), the 5 m DEM from Andorran region (Institut d'Estudis Andorrans; <http://www.iea.ad/model-digital-d-elevacions>), and the 25 m DEM from French Institut National de l'Information Géographique et Forestière (<http://professionnels.ign.fr/>) and from the Spanish Centro Nacional de Informacion Geográfica (<http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/buscadorCatalogo.do>).

To detect the HE -LR erosional surfaces we apply three filters:

- (1) to detect the low relief areas, using the slope calculation of ArcGIS;
- (2) to consider only the low relief areas situated above an elevation of 1000m (based on the minimum elevation of the main remnants founded in the literature);
- (3) to know the position of the points in the whole topography in order to detect the summital HE-LR erosional surfaces. This last filter allows to differentiate the floors of high elevated glacial cirque with concave-up morphology, and HE-LR summital erosional surfaces that show convex-up morphology.

The land-surface parameter used to detect the crest zones is the "deviation from mean elevation" (*dev*) (e.g. Wilson and Gallant, 2000). The difference between the elevation of a topographic point (*h*) and the mean elevation of a point (*hm*) with a given radius (*R*) (TPI, see above), normalized by the variation of the elevation (standard deviation of the elevation (*std*)) with the same given radius(*R*)), is given by:

$$TPI = h - hm (R) \quad (1)$$

and

$$dev = TPI (R) / std (R) \quad (2)$$

This LSP depends on the *R* value (figure 2). To distinguish glacial cirque floors from the remnants of the planation surface, we need to know (1) the limit of *dev* values and (2) the most pertinent *R* value. To determine the limit of *dev* values, we studied the cumulative frequency of intervals of *dev* values calculated for different *R*. The cumulative frequency (in % of pixels) help to define the *dev* limit value and the *R* for which the 100% of the area contained in hand mapped

landforms are attained using the defined R . When the specific cumulative frequencies of both mapped landforms have been identified, we can detect which combination reflects the most prominent difference between the two landforms. Finally we rule out the automatically mapped surfaces that are smallest than those we can map manually, to avoid "pseudoflat" crest zones resulting from the DEM creation.

We do a systematic control of the existence of these remnants in the field (when possible) and using 3D visualizations on Google Earth (figures 3 and 4). We finally test the pertinence of map contours provided by the automatic method by comparing them with those mapped in the field.

3.1.2. Results

Almost 100% of the local slopes in the hand mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces are lower than 30° , the mean of local slopes being 10.4° , and 68% of the local slopes range from 4.4° and 15.8° . The cumulative- frequency curve shows that more than 95% of the hand mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces present local slopes lower than 20.4° and more than 98% of the local slopes are less than 24.4° (figure 5B). Even if on average, the floors of the glacial cirques are steepest than the remnants of the Pyrenean planation surface with slopes up to 40° , there are also almost flat areas in glacial cirques where the mean of local slopes is 14.8° with 68% of the slopes ranging from 7.0° and 22.6° (Table 1, figure 5A). By comparison to the HE-LR erosional surfaces, ~78% of the areas covered by glacial cirque floors also have local slopes below 20.4° and ~90% below 24° (figure 5B). We selected in a first step all the pixels of the 25-m-resolution DEM with local slopes lower than 20.4° in order to map the remnants of the HE-LR

erosional surfaces even if this LSP also correspond to glacial cirque floors and valley bottoms. The dev LSP provides a more accurate distinction between the remnants of the HE-LR erosional surfaces and other landforms than the local slope. The distribution of the *dev* values for different the *dev* radius in hand mapped HE-LR erosional surfaces are different than in hand mapped glacial cirques floors (figure 6 a and c). Except for a radius of 100 m, *dev* values are positive in the remnants of the HE-LR erosional surfaces (figure 6a) and mostly negative in the glacial cirques floors (figure 6b).

For a given combination of dev radius and *dev* value, up to 10% of the extent (pixels) of the hand-mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces and of the hand-mapped glacial cirques floors are mapped. At maximum 15.6 % of the extent of the hand-mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces is mapped for a *dev* radius less than 500 m and dev values ranging between -0.1 and 0.3, and a maximum of 12.7% pixels for a *dev* radius higher than 1400 m and *dev* values ranging between 0.9 and 1.1. In the hand-mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces, *dev* values are positive, except for the radius smaller than 500 m where a maximum of 10% is reached with a dev value of - 0.1 and a radius of 100 m (figure 6a).

More than 10 % of the hand-mapped glacial cirque floors are mapped for dev values ranging between - 0.6 and 0.1 whatever the *dev* radius. For dev radius smaller than 600 m, the *dev* values increase with the decreasing of the *dev* radius, and for dev radius larger than 600 m the *dev* values increase with increasing radius. The highest frequencies of pixels (15.43%) are found for a *dev* value of -0.2 and a *dev* radius of 100 m. Most of the *dev* values are negative in the hand-mapped glacial cirque floors for *dev* radius between 300 m and 1100 m (figure 6c).

We estimated the extent to which these two landforms are mapped by the dev LSP by calculating the cumulative frequency of pixels for a given *dev* radius from higher to lower values of *dev*. Figures 6C and 6D show that (i) almost 100 % of the hand-mapped remnants of the HE-LR erosional surfaces are automatically mapped by a selection of pixels with positive *dev* values provided that *dev* radius is larger than 700 m (figure 6b) and (ii) less than 10 % of the hand-mapped glacial cirques floors are automatically mapped for dev values higher than 0.5, provided that *dev* radius is smaller than 1500 m. The difference between the two cumulative frequencies (figure 6E) shows a zone in red with a maximum selection of pixels located in the hand-mapped remnants of the HE-LR and minimum selection of pixels from the hand-mapped glacial cirque floors. This area is defined by minimum *dev* values varying between 0.2 and 0.6 when calculated for *dev* radius comprised between 900 m and 1600 m. The highest difference (87.6%) is reached for *dev* values >0.4, when calculated for a dev radius of 1200 m. In this case, 92.3% of the extent of the hand-mapped HE-LR remnants is automatically mapped and only 5.7 % of the hand-mapped glacial cirque floors. This LSP also rules out the flat areas located in the bottom of the Pyrenean valleys.

Comparison of the size of hand-mapped areas with automatically mapped areas shows that more surfaces, especially smaller surfaces, are detected with the automatic method, especially in crests zones and glacial cirque floors (table 3). Small surfaces are mostly artifacts in crests zones.

To avoid such erroneous mapping, we rule out areas smaller than 20000 m², based on the smallest hand mapped surface (see table 3). The resulting automatic mapping compared to hand mapped remnants is shown in figure 7. Figure 8 shows the final map of the HE-LR erosional surfaces detected in the whole Pyrenees using the value of the slope and dev we previously

determined. The elevation of these surfaces culminates around 2900 m in the axial zone of the Pyrenees and decreases towards the external parts of the chain. Note that the most extensive HE-LR surfaces elevation are preserved in the eastern Pyrenees.

3.2. HE-LR erosional surfaces and lithology

We investigate the possible influence of lithology on the morphological characteristics of the HE-LR erosional surfaces. We performed a simplified lithological map of the Pyrenees at 1:400.000 scale using available geological maps (1:1000,000-scale France and Spain maps and 1:400,000-scale geologic map of the Pyrenees map 400.000).

We identify 17 different lithologies, considering their nature and age (figure 10). The Paleozoic lithologies were separated in granitoids, orthogneisses, Devonian marbles and detrital metasediments. Mesozoic rocks were separated in Triassic sediments, Triassic evaporites, Triassic ophiolites and dolerites, Mesozoic limestones, Mesozoic flysch. The rocks of the internal metamorphic zone (ZIM) were grouped in a single lithology, as well as the Tertiary detrital sedimentary rocks.

According to the rock strength data of Sklar and Dietrich (2001), the Pyrenean lithologies group into three classes (fig. 10b): highly resistant (Paleozoic granitoids and orthogneisses, and the ZIM rocks), moderate strength (Paleozoic marbles and detrital metasediments, Mesozoic limestones and flyschs) and weakly cemented (Triassic sediments and evaporites, and Tertiary sediments).

We find that the HE-LR erosional surfaces developed whatever the lithologies (figure 10). More than 51.5% of the surfaces occur on Paleozoic rocks of the axial zone, 31% in Mesozoic rocks and a 17.6% in sedimentary Tertiary rocks. The difference in percentage fits the relative occurrence of the different rocks at high elevation. More than the 60% of the surfaces develop in weakly cemented (high erodible) rocks, 29% in moderate strength rocks and only 10% in highly resistant lithologies. However, the most extensive surfaces occur in highly resistant rocks (figure 10c), where they are better preserved from the Plio-Quaternary erosion than in less resistant lithologies.

3.3. HE-LR erosional surfaces and tectonic planar structures

The surface aspect may be influenced by sedimentary and/or tectonic structures. Mesozoic rocks and, at a lesser extent, Tertiary rocks were strongly deformed by Pyrenean compression. Upright cleavage developed locally, especially with the internal metamorphic zone (ZIM). Pyrenean tectonics is also superimposed on previous Variscan ductile deformation in the axial zone. To determine a possible relationship between the Pyrenean and Variscan structures, and the HE-LR erosional surfaces, we used a structural data compilation performed by Cochelin (2016) in the Paleozoic Axial Zone and our own data in the Mesozoic sedimentary cover in the southern and northern flanks of the Pyrenees. We extracted the dip data present in all mapped HE-LR surfaces using ArcGIS to determine the relationships between these ones and the Pyrenean and Variscan tectonic structures. Figure 11 shows that the slope of the remnants is not controlled by the bedding or cleavage attitude.

4. RESTORATION OF EARLY MIOCENE TOPOGRAPHY OF THE PYRENEES

4.1. Stepped planation surfaces or single wavy dome-shaped planation surface?

To detect the possible occurrence of several stepped planation surfaces, we performed a hypsometric curve using only the elevation points contained in the HE-LR surfaces. To identify possible differences due to drainage pattern and climate in the three Pyrenean main catchments, we separate the data into Ebro, Mediterranean and Atlantic sides respectively. The same was done with the aspect of the points (i.e. taking into account the topographic attributes of each point) contained into the He-LR surfaces. Using the 3D modeler gOcad (Mallet, 1992), we calculated the mean slope and direction for each surface.

The hypsometric curve in figure 12 shows the highest elevation frequencies at low elevations in the three main catchments. The hypsometric curve for the Ebro basin shows high frequency of elevations between 800 and 1100 m, that decreases rapidly down to 1700 - 1900 m, then slower down to 3000 m. The Atlantic side shows two peaks, the first around 800 - 1100 m and the second, less important, around 1400 - 1500 m. In the Mediterranean side the frequency of elevations is high for the lowest elevations and decreases for the highest elevations, for which the frequency maximum is at 1900 - 2000 m (figure 12). The table 4 summarizes the values of the slope, the elevation area and the aspect of the different surfaces. The HE-LR surfaces dip dominantly to the north and to the south for the Atlantic and Ebro sides respectively (figure 13). For the Mediterranean side, HR-LR surfaces dip dominantly toward the SE. Highest dip values are found in the Atlantic side where the HE-LR are the smallest (figure 11). By contrast, the

extensive HE-LR surfaces of the Mediterranean side are mostly flat lying or dip slowly toward the East.

The analysis of the HE-LR surfaces attitude throughout the chain does not reveal two distinct groups of surfaces that could result from two generations of planation surfaces as previously suggested in the Eastern Pyrenees (Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009). Instead, the HE-LR erosional surfaces can be easily correlated at regional scale, providing a single dome-shaped single planation surface at the scale of the Pyrenees (Pyrenean highly elevated peneplain). The appearance of stepped planation surfaces in the Eastern Pyrenees in fact results from the Quaternary glacial erosion of this single wavy surface. Slope breaks produced by glacier incision of gentle dipping planar surface observed over a long distance may result in misleading interpretation of stepped planation surfaces (Figure 4d).

4.2. Isostatic rebound due to post-mid-Miocene erosion

Restoring the geometry of the Pyrenean peneplain before post-mid-Miocene erosion requires an accurate interpolation of the remnants of this surface. We need for that to determine as precisely as possible the surface elevation between neighboring remnants.

According to Molnar and England (1990) the strong erosion of a mountain relief by fluvial and glacial incision generates an increase of mountain peak elevation in response to isostatic rebound. The amount of elevation increase is proportional to the difference in crustal and mantle densities, so that it can reach up to $5/6$ of the rock thickness removed by erosion.

The remnants of a dissected peneplain can be considered as surfaces of no erosion, and are therefore uplifted due to isostatic rebound. By the mid-Miocene, the mean elevation of the Pyrenean is by definition that of the highly elevated peneplain. So, the difference in elevation between the present-day mean elevation of the chain and the surface interpolating the remnants represents the total thickness of rocks removed by erosion since the mid-Miocene, the remnants being uplifted by an amount of $5/6$ of the eroded thickness and the mean elevation of the chain lowered by $1/6$ of the same thickness. We conclude that the elevation before the mid-Miocene of the surface that joins neighboring remnants must be always higher than the present-day mean elevation by a minimum amount of $1/6$ of the difference between the remnants elevation and the mean elevation (fig. 14). The comparison of the elevation of the surface obtained by a simple triangular interpolation of the remnants with the mean elevation of the chain provide a mean isostatic rebound of about 400 m since the mid-Miocene (Bosch et al., 2016a).

We add another constraint to the remnants interpolation concerning the maximum elevation of the joining surface between neighboring remnants when they are separated by extensive topographic highs (mountain peaks), where the peneplain surface has been strongly eroded since the mid-Miocene, especially in the western part of the chain. A simple interpolation in this case implies that the elevation of the joining surface equals at least the mean elevation of these topographic highs. But because of post-mid-Miocene erosion this elevation was still higher, if we consider local isostatic rebound due to the erosion of extensive mountain reliefs (fig. 14). We estimate the mid-Miocene elevation of these topographic highs before erosion by using thermochronology data. From a compilation of 57 modeled thermochronology data in the Pyrenees, we choose 32 models containing both AFT and AHe data to get more accuracy between 40°C and 80

°C and the timing of exhumation. These 32 models have been performed with Monte Trax (Maurel et al., 2002, 2007), QTQt (Fillon et al., 2013; Vacherat et al., 2014; Bosch et al., 2016b) and HeFTy (Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009) softwares respectively. We take the minimal and the maximal temperatures at 10 Ma at 2 sigma. To transform the temperature data into exhumation we used a Pyrenean geothermal gradient ranging from 30 to 20 °C/Km (Zeyen and Fernandez, 1994; Zeyen and Fernandez, 1994) to design a valid error margin. Finally we consider that the variation in surface elevation resulting from erosion was of 1/6 of the amount of exhumation needed to exhume the sample (Molnar and England, 1990).

The figure 15 shows the interpolation of the minimal and maximal temperatures extracted from modeled thermochronological data. A difference in temperature is observable from east to west. In the eastern Pyrenees, most rocks were already to the surface at 10 Ma, and minor show temperatures less than 40°C whereas in the western part rock temperatures are mostly higher than 90°C, up to 120°C. Taking into account these thermochronology data raises the elevation of the interpolated surface in three main zones in the high chain, with regards to the elevation of the surface obtained with a simple triangular interpolation of the remnants. In the Canigou and Maladeta massifs the elevation of the interpolated surface must be increased by 350 m and 200 m. In the western part of the Axial Zone of the Pyrenees, this surface must be increased by 500 m, 120 m and 70 m in the Neouvielle, Bielsa and Balaitous areas, respectively. This later correction of elevation due to local isostasy is a very upper boundary condition because it requires considering minimum areas of 30 km by 30km, which far exceeds the extension of the concerned topographic highs.

4.4. Post-mid-Miocene major normal faulting

We take into account in our restoration of the mid-Miocene Pyrenean peneplain the occurrence of the north-dipping normal fault system that controls the development of Cerdanya graben after the mid-Miocene. About 500 m of vertical displacement is evidenced by the offset of a south dipping erosional surface, partly overlapped to the north by Serravalian sediments in the hangingwall of the Cerdanya normal fault system.

In the absence of a precise quantification of the post-mid-Miocene vertical offset along the Maladeta fault, we consider that this offset is compensated in our restoration by the 200 m elevation increase of the interpolated surface deduced from the thermochronological data in this area. We do the same for the minor normal faults whose offset is less than several tens meters, that is much less than the amount of isostatic rebound suffered by the erosional surface remnants.

4.5. The mid-Miocene Pyrenean restored

We used the gOcad 3D numerical modeler (Mallet, 1992, 2002) to reconstruct the Early Miocene topography of the Pyrenees. The gOcad modeler provides a discrete representation of geological objects in terms of regular meshes (grids) or irregular meshes (polygonal curves, triangulated surfaces, Mallet 1992). Triangulated surfaces appear to be particularly relevant for representing complex or faulted surfaces with irregularly distributed data points. A 3D database was built integrating all the available data (15m DEM, surface remnants, denudation data, isostatic surfaces main post-mid-Miocene normal faults). Then the 3D reconstruction of mid-Miocene topography of the Pyrenees was performed by Discrete Smooth Interpolation (DSI; Mallet 1992).

To determine the whole geometry of the mid-Miocene Pyrenean peneplain, we first consider the constraints discussed above to interpolate neighboring remnants (fig 14). We then lower the elevation of this resulting single surface by a homogeneous amount corresponding to the 5/6 of the difference in altitude between its elevation and the present-day mean elevation of the chain. Doing this, we restored the mid-Miocene Pyrenean peneplain including its real elevation (fig 16). The restoration of the surface is more accurate for the eastern part of the Pyrenees, where large remnants are preserved and where erosion has been mainly achieved by Plio-Quaternary fluvial and glacial erosion.

The restored surface is a wavy surface whose elevation was close to the present-day mean elevation of the chain, only some meters higher in the most part of the chain. The undulations of the surface do not show any preferential orientation that could be related to any deformation after the achievement of the surface. The local relief does not exceed some hundred meters. Eventually this restored erosional surface shows all the characteristics of a peneplain in the sense of Davis (1899), except its elevation which reached up to 2900 m asl in the present-day central Pyrenees.

5. CONCLUDING REMARKS

The restoration of dissected palaeolandscape first requires determining the morphological characteristics of their remnants. Field mapping, although inescapable, is very much time consuming and does not always allow an objective quantification of the morphological parameters. The semi-automatic mapping is a useful tool for such purpose.

The commonly used methodologies, which attempt to classify automatically the landscape into different landforms, miss the possible presence in landscape of alpine glaciers and low relief erosional surfaces situated at high elevation (e.g. Weiss, 2001b, De Reu et al., 2013; Tagil and Jenness, 2008). Furthermore, the slope position classes proposed for the classification of landscapes in these methodologies are empty of genetic sense, making the classification more appropriate for the ecology sciences (e.g. Liu et al., 2009; McGarigal et al., 2009) than for the analysis of landforms and the understanding of landscape development.

In the present case of the restoration of the mid-Miocene Pyrenean peneplain, we developed a new methodology based on landform mapping as proposed by Brown et al. (1998) and Pike (1988), which involves the identification of a landscape in the field and the determination of the morphometric parameters allowing to differentiate the landforms. The statistical treatment of the parameters values provides a control on the validity of the method. Using the combination of the slope, *dev* value and radius, we are able to detect automatically more than the 95% of the pixels corresponding to the hand mapped remnants of the Pyrenean peneplain. The comparison between the automatically and the hand mapped cartographies shows that all the surfaces mapped in the literature are detected with our methodology.

Our restoration of the mid-Miocene Pyrenean landscape refutes previous works that deny the existence of high-elevation peneplain remnants in the central Pyrenees, where the thickness of the crustal reaches up to 50 km, and assert that the Pyrenees were peneplaned near sea level during the mid-Miocene (e.g. Gunnell et al., 2008).

We use wisely the term “peneplain” in the case of the Pyrenees, because the development of this planation surface results from the same physical process as in the model of Davis (1899). Indeed peneplanation, as envisioned by Davis (1899) and more recently by physical approach and numerical modeling (Kooi and Beaumont, 1996), develops because of the progressive inhibition of fluvial and the corroborative greater influence of slope erosion resulting in the progressive smoothing of the relief. In the Davis’ model, the inhibition of the fluvial incision is due to the progressive decrease of the mean elevation towards sea level. As demonstrated by Babault et al., (2007), a similar relief smoothing develops when the efficient base level of a mountain chain rises. The main difference between the two models relies on the different elevation of the resulting planation surface, i.e. near seal level in the Davis model, and at high altitude in the Babault et al.’ model. This main difference results in the complete erosion of the crustal root in the Davis’ model, in the almost preservation of this crustal root in the Babault et al. model. Eventually the presence of a thick crustal root below the Pyrenees attests for the development of the mid-Miocene Pyrenean peneplain at high elevation as first proposed by Babault et al. (2005).

REFERENCES

- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., and Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, n/a-n/a.
- Babault, J., Bonnet, S., Van Den Driessche, J., and Crave, A. (2007). High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova* 19, 272–277.
- Birot, P. (1937). *Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales Franco-Espagnoles*. Faculté des lettres de l'Université de Paris.
- Bosch, G.V., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier De Veslud, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., and Baudin, T. (2016a). Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 194–202.
- Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., and Monié, P. (2016b). Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 246–256.
- Brown, D.G., Lusch, D.P., and Duda, K.A. (1998). Supervised classification of types of glaciated landscapes using digital elevation data. *Geomorphology* 21, 233–250.
- Calvet, M. (1996). *Morphogenèse d'une Montagne méditerranéenne: Les Pyrénées orientales*. Editions BRGM. Université de Perpignan.
- Calvet, M., and Gunnell, Y. (2008). Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society, London, Special Publications* 296, 147–166.
- CRECIT, and Euroconsult (2005). *Mapa Geomorphologic d'Andorra*.
- Davis, W.M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal* 14, 481–504.
- De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., et al. (2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology* 186, 39–49.
- Epis, R., Scott, G., Taylor, R., and Chapin, C. (1980). Summary of Cenozoic geomorphic, volcanic and tectonic features of central Colorado and adjoining areas. *Colorado Geology* 135–156.
- Fillon, C., Gautheron, C., and van der Beek, P. (2013). Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society* 170, 67–77.

- Finkl, C.W., Benedet, L., and Andrews, J.L. (2005). Interpretation of seabed geomorphology based on spatial analysis of high-density airborne laser bathymetry. *Journal of Coastal Research* 21, 501–514.
- Galland, J.C., and Wilson, J.P. (2000). Primary topographic attributes. In *Terrain Analysis: Principles and Applications*, (Wiley, New York: Wilson, J.P., Galland, J.C.), pp. 51-85
- Goron, L. (1941). *Les pré-pyrénées ariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphogénique d'une lisière de montagne*. Université de Toulouse.
- Guisan, A., Weiss, S.B., and Weiss, A.D. (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology* 143, 107–122.
- Gunnell, Y., and Calvet, M. (2006). Comment on “Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain” by Julien Babault, Jean Van Den Driessche, Stéphane Bonnet, SébastienCastelltort, and Alain Crave. *Tectonics* 25, TC3003.
- Gunnell, Y., Zeyen, H., and 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.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., and 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* 278, 208–218.
- Hengl, T., and Reuter, H.I. (2009). *Geomorphometry concepts, software, applications* (Amsterdam; Oxford: Elsevier).
- Jenness Enterprises (2009). *Topographic position index*. Version 1.3a.
- Kleinsmiede, W.F.J. (1960). Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *LeidseGeologischeMededelingen* 25, 129–245.
- Kooi, H., and Beaumont, C. (1996). Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research* 22, 3361–3386.
- Leonard, E.M. (2002). Geomorphic and tectonic forcing of late Cenozoic warping of the Colorado piedmont. *Geology* 30, 595–598.
- Liu, M., Hu, Y., Chang, Y., He, X., and Zhang, W. (2009). Land Use and Land Cover Change Analysis and Prediction in the Upper Reaches of the Minjiang River, China. *Environmental Management* 43, 899–907.
- Mallet, J.L. (1992). Gocad: a computer aided design program for geological applications. In *Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems*, pp. 123–141.
- Mallet, J.L. (2002). *Geomodeling* (New York).

Maurel, O., Brunel, M., and Monié, P. (2002). Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 941–948.

Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., and Jolivet, M. (2007). The Mesozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *International Journal of Earth Sciences* 97, 565–584.

McGarigal, K., Tagil, S., and Cushman, S.A. (2009). Surface metrics: an alternative to patch metrics for the quantification of landscape structure. *Landscape Ecology* 24, 433–450.

McMillan, M.E., Angevine, C.L., and Heller, P.L. (2002). Postdepositional tilt of the Miocene-Pliocene Ogallala Group on the western Great Plains: Evidence of late Cenozoic uplift of the Rocky Mountains. *Geology* 30, 63–66.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., and 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.

Molnar, P., and England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34.

Monod, B., Regard, V., Carcone, J., Wyns, R., and Christophoul, F. (2016). Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 184–193.

Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., and Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics* 453, 246–262.

Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., and Santanach, P. (2013). Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *Journal of the Geological Society* 170, 79–92.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., and Oliva, M. (2015). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116–129.

Pike, R.J. (1988). The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. *Mathematical Geology* 20, 491–511.

Prima, O.D.A., and Yoshida, T. (2010). Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness. *Geomorphology* 118, 22–32.

- Prima, O.D.A., Echigo, A., Yokoyama, R., and Yoshida, T. (2006). Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology* 78, 373–386.
- Seijmonsbergen, A.C. (2013). 14.4 The Modern Geomorphological Map. In *Treatise on Geomorphology*, (Elsevier), pp. 35–52.
- de Sitter, L.U. (1952). Pliocene uplift of tertiary mountain chains. *American Journal of Sciences* 297–307.
- Sklar, L.S., and Dietrich, W.E. (2001). Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29, 1087–1090.
- Tagil, S., and Jenness, J. (2008). GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the YazorenPolje, Turkey. *Journal of Applied Sciences* 8, 910–921.
- Tweto, O. (1975). Laramide (late Cretaceous-early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains. *Geological Society of America Memoirs* 144, 1–44.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., and Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306.
- Viers, G. (1960). *Le relief des Pyrénées occidentales et leurs piémont. Pays Basque français et Barétous*. Private edition.
- Weiss, A. (2001a). Topographic position and landforms analysis. In *Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA*, pp. 200–200.
- Weiss, A.D. (2001b). *Topographic Position and Landforms Analysis*. Poster.
- Wilson, J.P., and Gallant (2000). *Terrain Analysis. Principles and Applications*.
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., and Pike, R.J. (2002). Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 68, 257–266.
- Zandvliet, J. (1960). The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 25, 1–127.
- Zeyen, H., and Fernandez, M. (1994). Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotranssect. *Journal of Geophysical Research* 99, 18089–18102.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Location of the partially mapped Pyrenean planation surface from literature

Figure 2. Maps showing the landform parameters used to map the remnants of the Pyrenean peneplain. **A.** Slope values; red and blue are for the lowest and the highest values respectively; **B** and **C** are two examples of DEV calculations using radii of 300m and 3000m respectively. The red contour lines show the surfaces hand mapped and the different DEV values distribution we obtain using different radii to calculate DEV.

Figure 3. Remnants of the Pyrenean peneplain observed on the field (stars) and visualized using Google Earth 3D (dots). Boxes: location of the areas in figure 4.

Figure 4. Examples of erosional surfaces in the Pyrenees

A. Cardos Valley. The surfaces crosscuts mainly Devonian metasediments

B. Eocene and Upper Cretaceous flysches folded during the alpine tectonics at Port de Bezula (westernmost Pyrenees). Surfaces mapped by Viers, (1960).

C. Ossau Valley. Low relief erosional surfaces on Jurassic and Cretaceous, south dipping sediments.

D. Imprint of glacial erosion onto high elevation, low relief erosional surfaces. Overprint by glacial forms makes sometimes difficult to decide the limit between glacial erosion and the erosional surfaces, and may provide misleading interpretation of stepped erosional surfaces of different generations.

Figure 5. Slope values of the planation surface remnants and the glacial cirques. **A**, Percentage of the pixels corresponding to the planation surface remnants (red) and to the glacial cirque floors (blue) with slope values; **B**, cumulated percentage of the pixels with the slope values.

Figure 6. Graphs showing the frequency (in % of pixels) of *dev* values calculated with different *dev* radii (*R*) contained in hand mapped remnants (**A**) and hand mapped cirque floors (**C**). The cumulative frequency in figure **B** and **D** is calculated from right to left. The difference between the two cumulative frequencies is shown in E. See further explanation in the text.

Figure 7. Mapping methodology

A. Map showing the *dev* values (high in red and low in blue) calculated with *dev* radius of 1200 m. Black line correspond to a *dev* value of 0.4, which has been chosen to differentiate the planation surface remnants from the glacial cirque floors.

B. Map showing the zones with a slope value less than 20.4 in red, which is the limit imposed to map the planation surface remnants.

C. Map resulting from the automatic mapping (black polygons) using the constraints defined in A and B, and hand mapped landforms (red lines).

Figure 8. Map of the planation surface remnants at the scale of the Pyrenees. Colors correspond to the elevation of each remnant.

Figure 9. Bedrocks of the planation surface remnants. See explanation in the text.

Figure 10. Relation between lithology and the planation surface remnants. (A) Distribution of lithologies eroded by the planation surfaces; (B) distribution of the three different rock strengths of the planation surface bedrocks; (C) frequency (in number of pixels) of the different rocks strengths with regard to the area of the planation surfaces. See text for details.

Figure 11. Map showing the relation between the dip values (in color) of the main planar structures in the Pyrenees (including the stratification and the schistosity) and the contour lines of the planation surface remnants (in black).

Figure 12. Distribution of the elevations of the planation surface remnants. Three main catchments are identified: Mediterranean (blue), Ebro (red) and Atlantic (black). The dashed black line corresponds to all catchments.

Figure 13. Dip direction of the planation surface remnants.

Map of the dip directions at the scale of the Pyrenees (left) and diagram showing the repartition of the pixels contained in each planation surface with regards to the three main catchments (right).

Figure 15. Minimum (A) and maximum (B) temperatures of exhumed rocks at 10 Ma extracted from thermochronological models in literature.

Figure 16. Four different interpolations of the remnants of the Pyrenean peneplain. The four interpolations take into account the control points of the remnants, the local discontinuity due to

the Cerdania and Conflent fault system, and the topography constraint. Interpolation in **B** and **D** takes into account the thermochronological data in **B** and **D**. Interpolation in **C** and **D** respects isostasy.

Figure 1

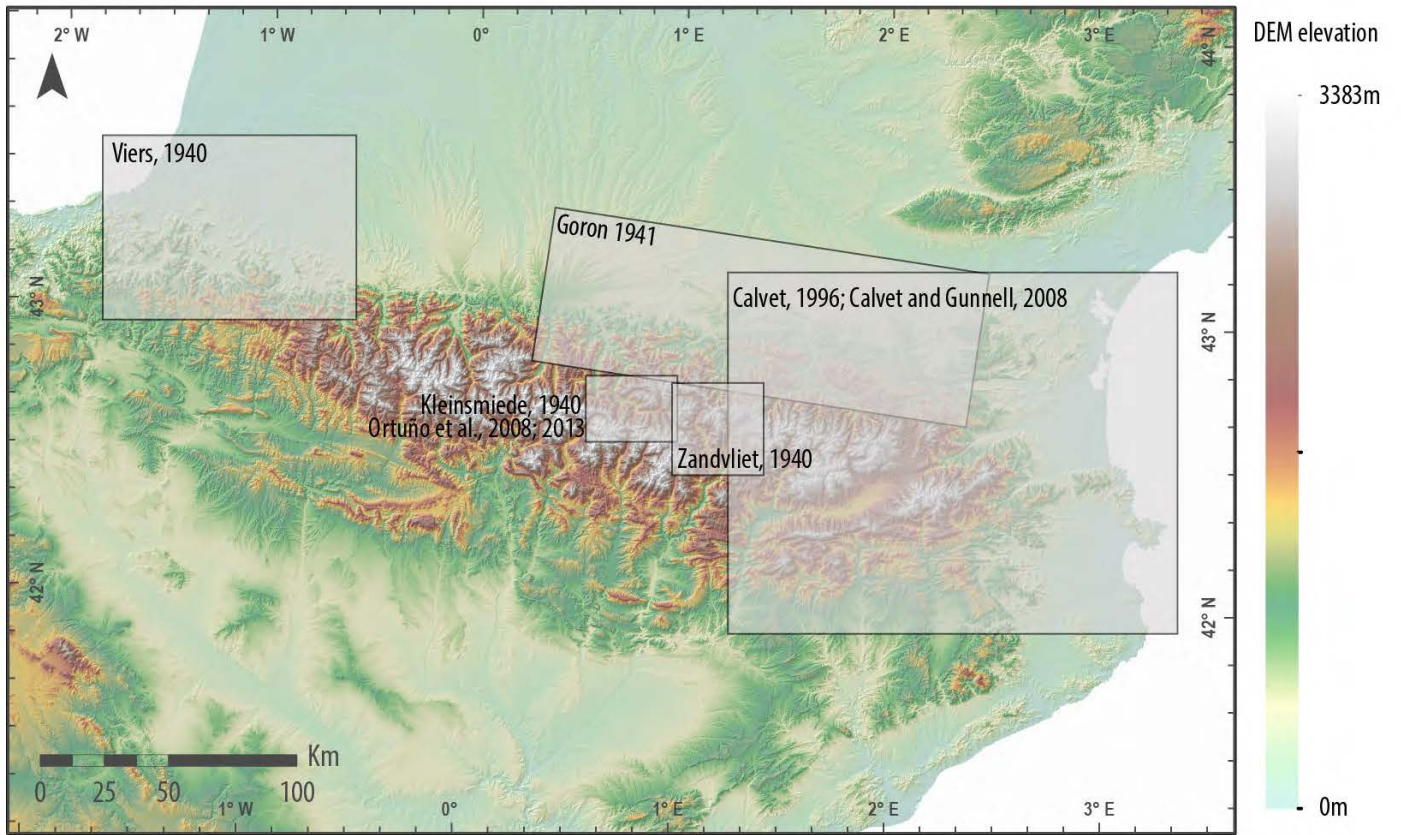


Figure 2

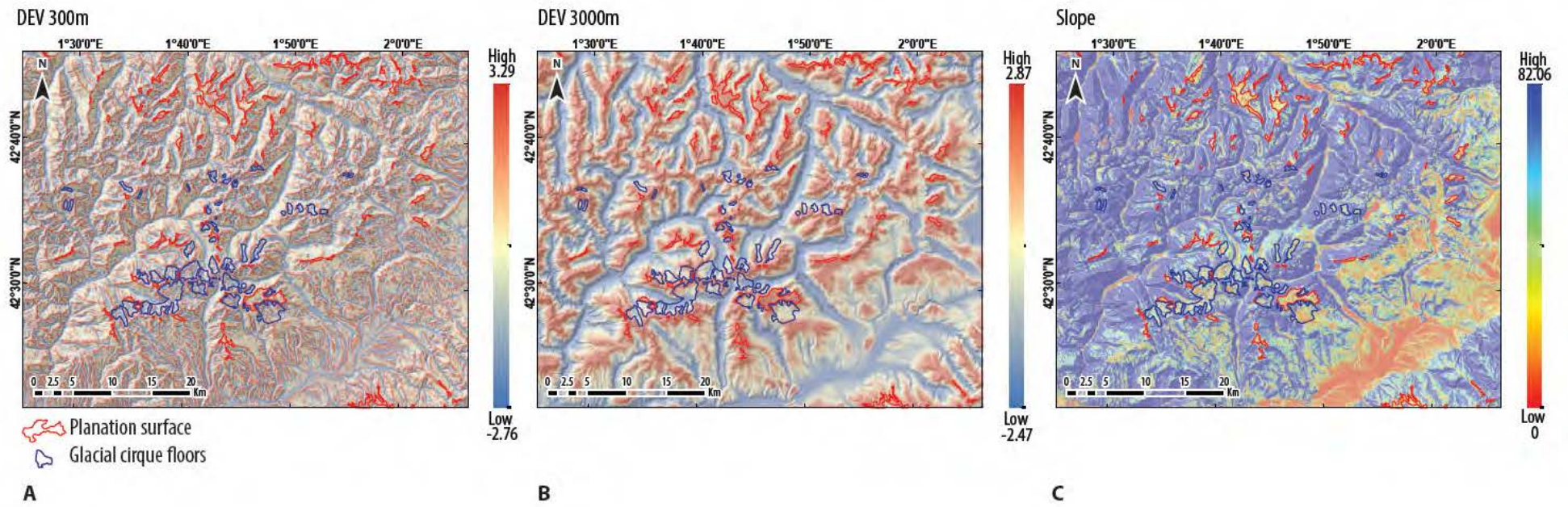


Figure 3

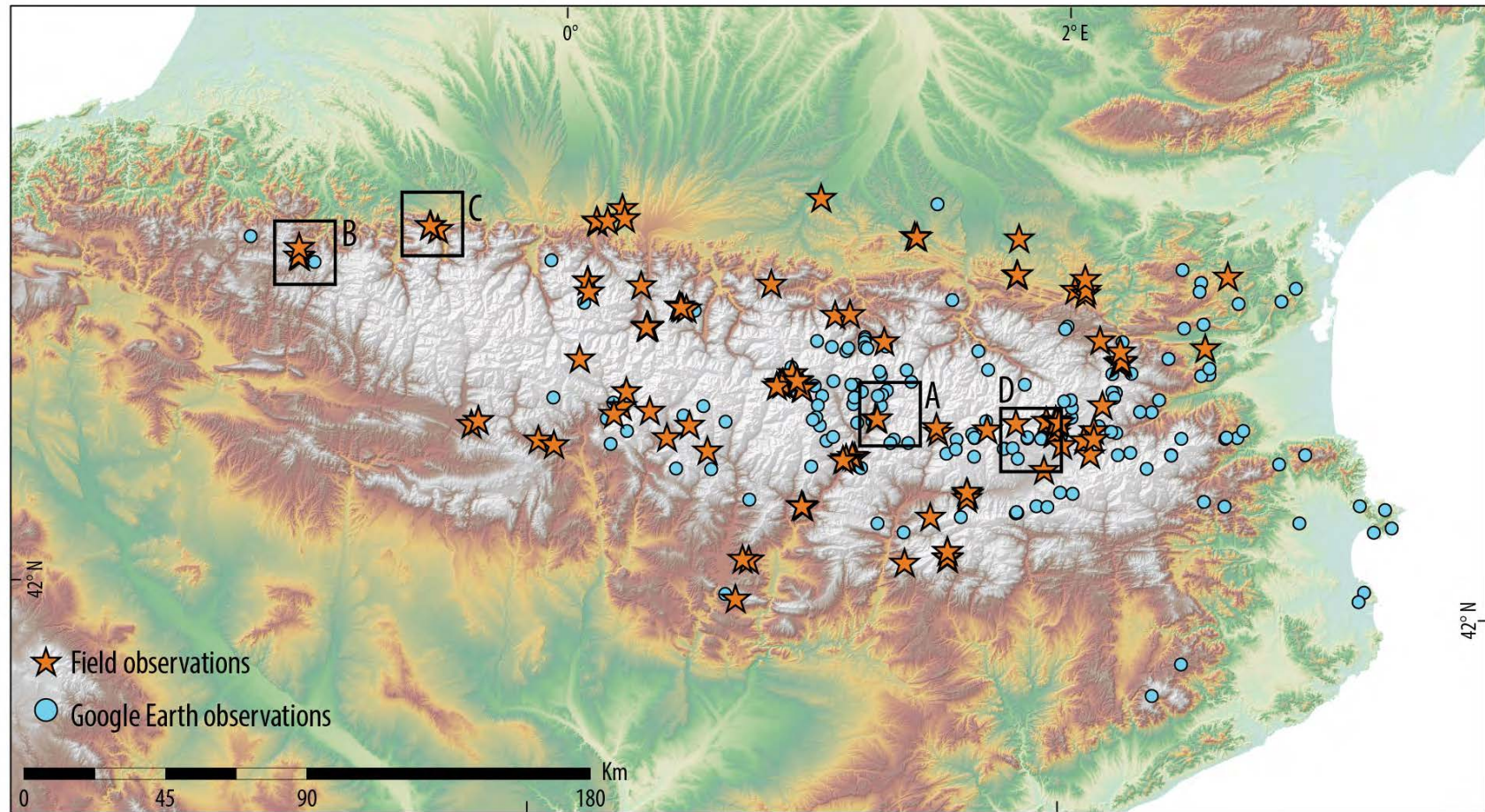
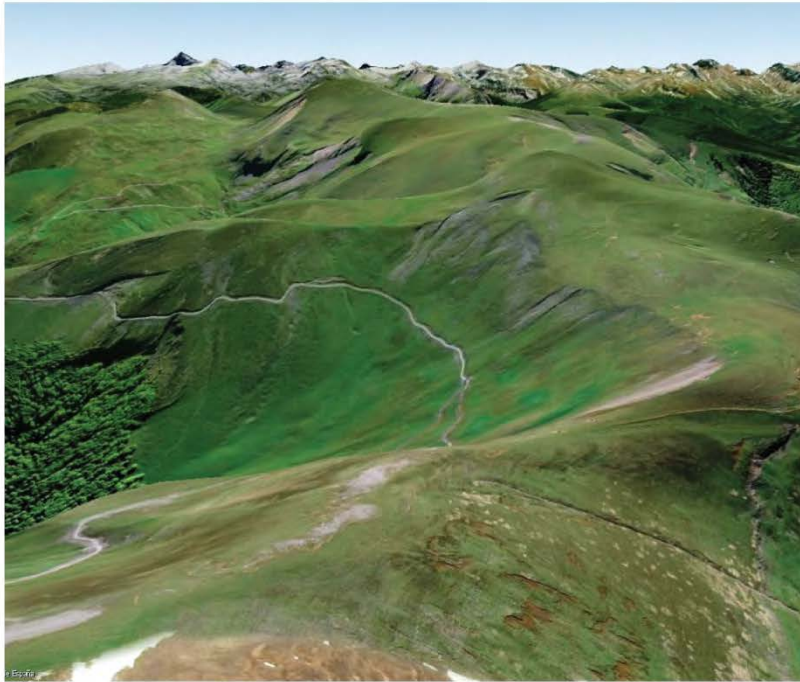


Figure 4



A

Figure 4



B

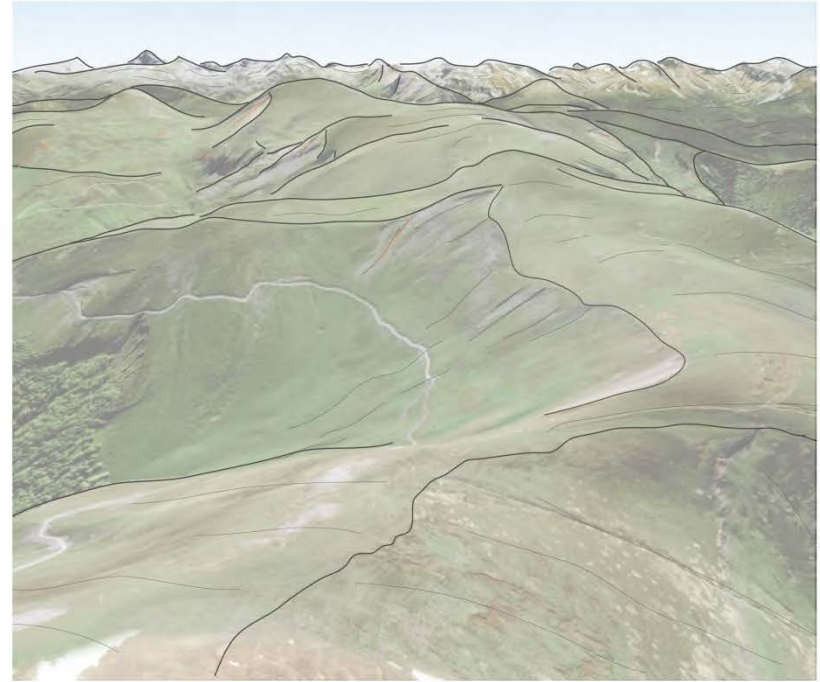


Figure 4



C

Figure 4



Figure 5

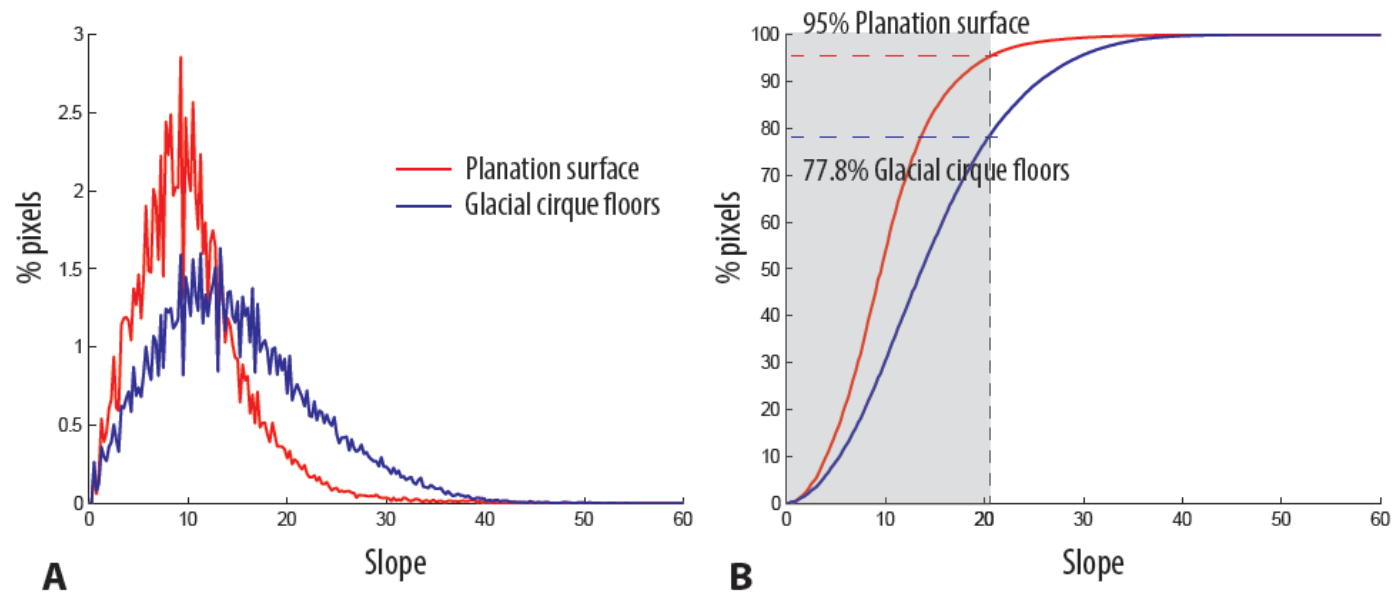


Figure 6

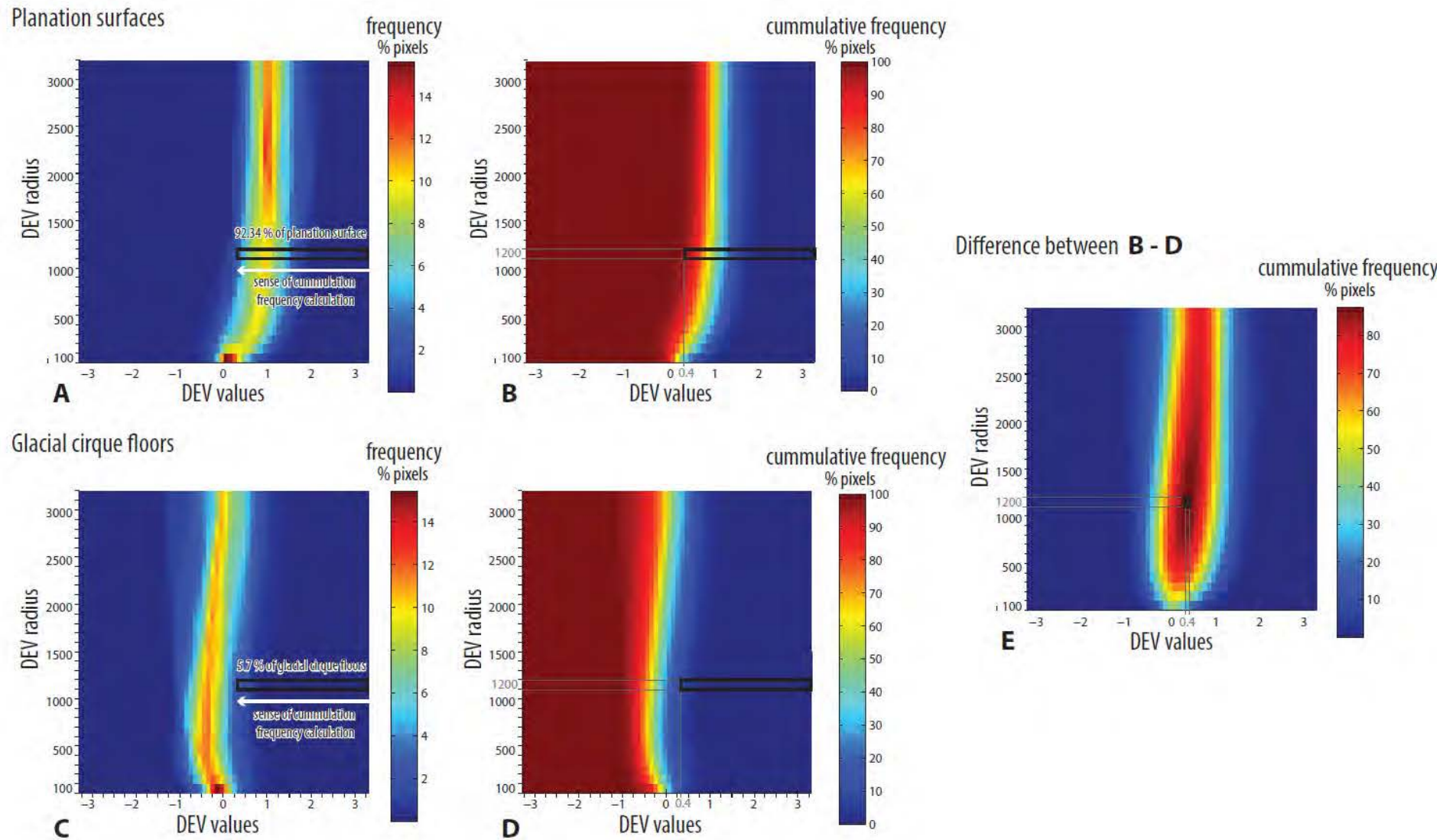


Figure 7

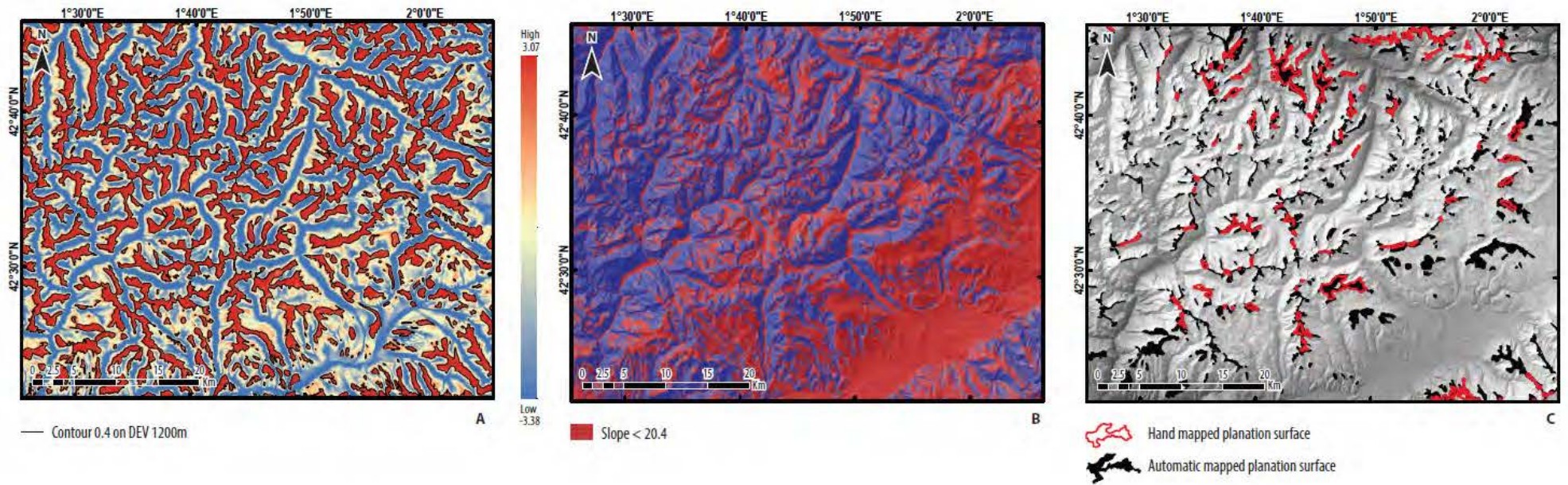


Figure 8

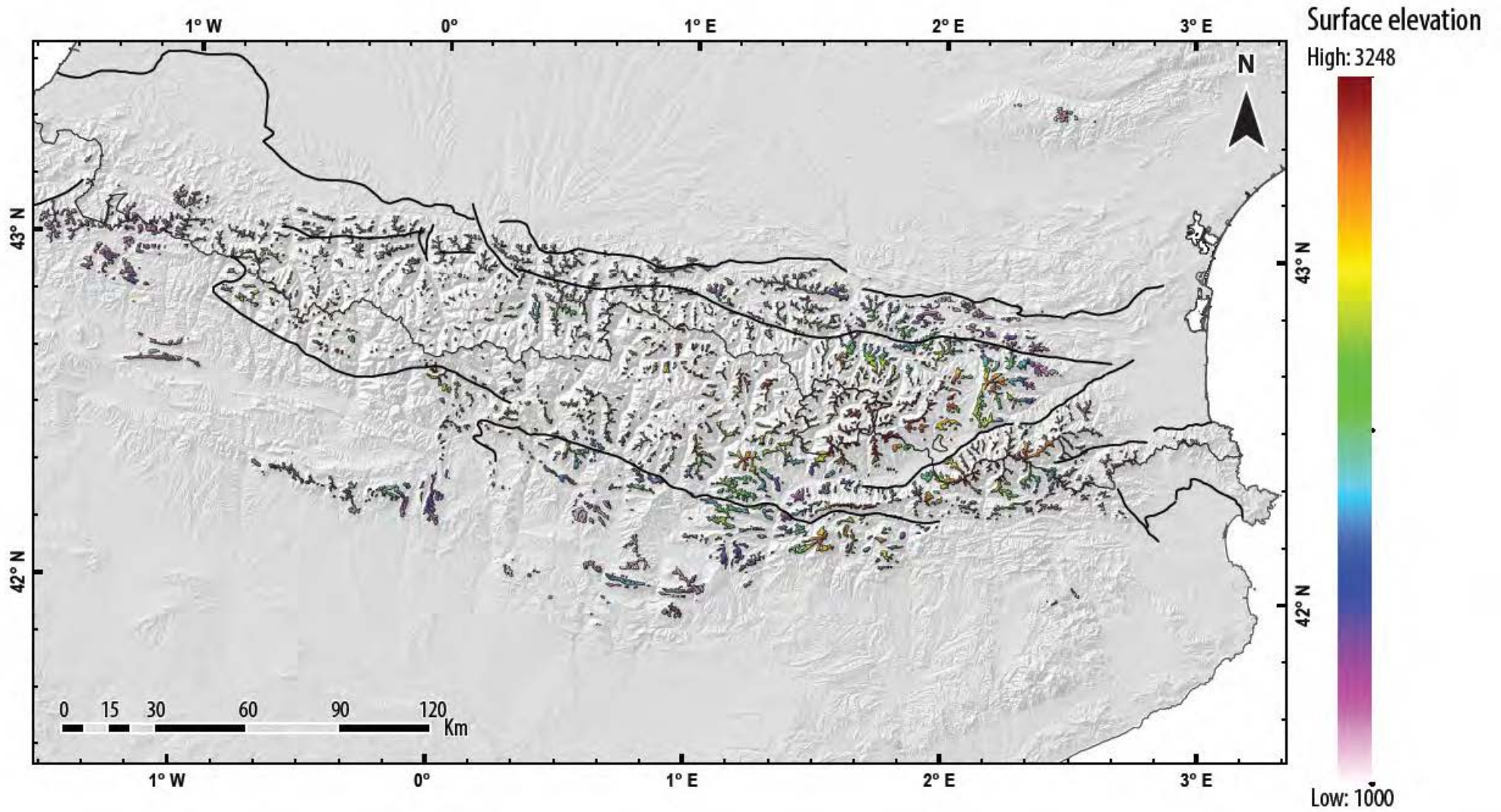
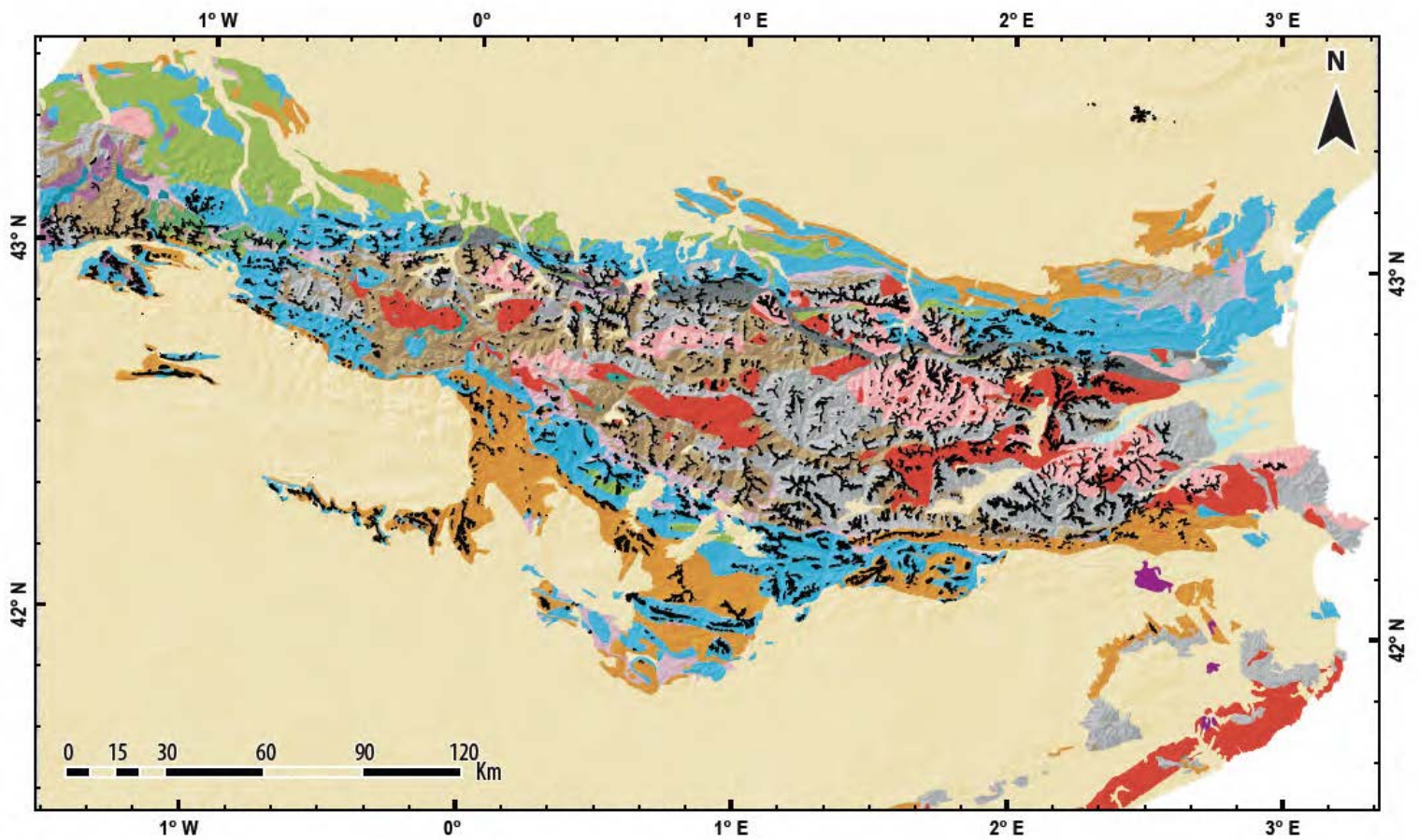


Figure 9



- SOCLE (PZ)**
- GRANITOIDES
 - GNEIS (ORTO+PARA)
 - R. PLUTONIQUES BASIQUES
 - R. METAMORPHIQUES PROTOLITE DETRITIQUE GRAIN FIN
 - R. METAMORPHIQUES PROTOLITE CALCAIRE
- COUVERTURE (M2)**
- OFITES DOLERITES (TRIAS)+R. BASIQUES ALCALINES (C)
 - TRIAS EVAPORITIC
 - TRIAS SEDIMENTARI (GRESM CONGLO SHISTES)
 - FLYSH À BLOQUES FLYSH FIN
 - CALCAIRES, MARNES±ARENISQUES±ARGILES±DOLOMIES±CONGLOMERATS
 - ULTRABASITES
 - ZONE INTERNE METAMORPHIQUE
- COUVERTURE (T)**
- CALCAIRES DETRITIQUES, MARNESM ARGILES, CALCAIRES (SERIES MARINES)
 - CONGLOMERATS, GRESM ARGILES, EVAPORITESM CALCAIRES LACUSTRES (SERIES CONTINENTALES)
 - SEDIM PLIOCENES MARINS
 - R. VOLCANIQUES (Q)

Figure 10

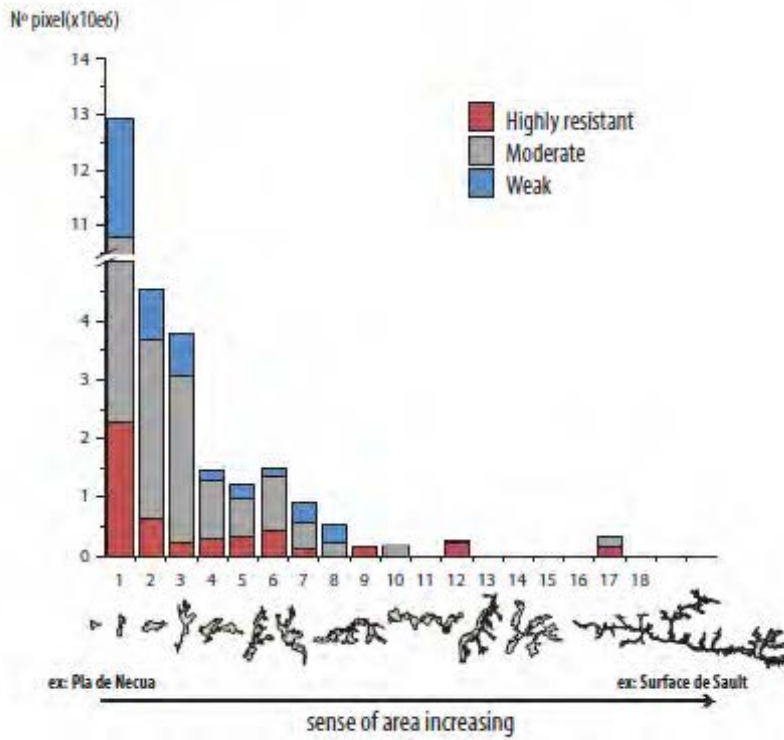
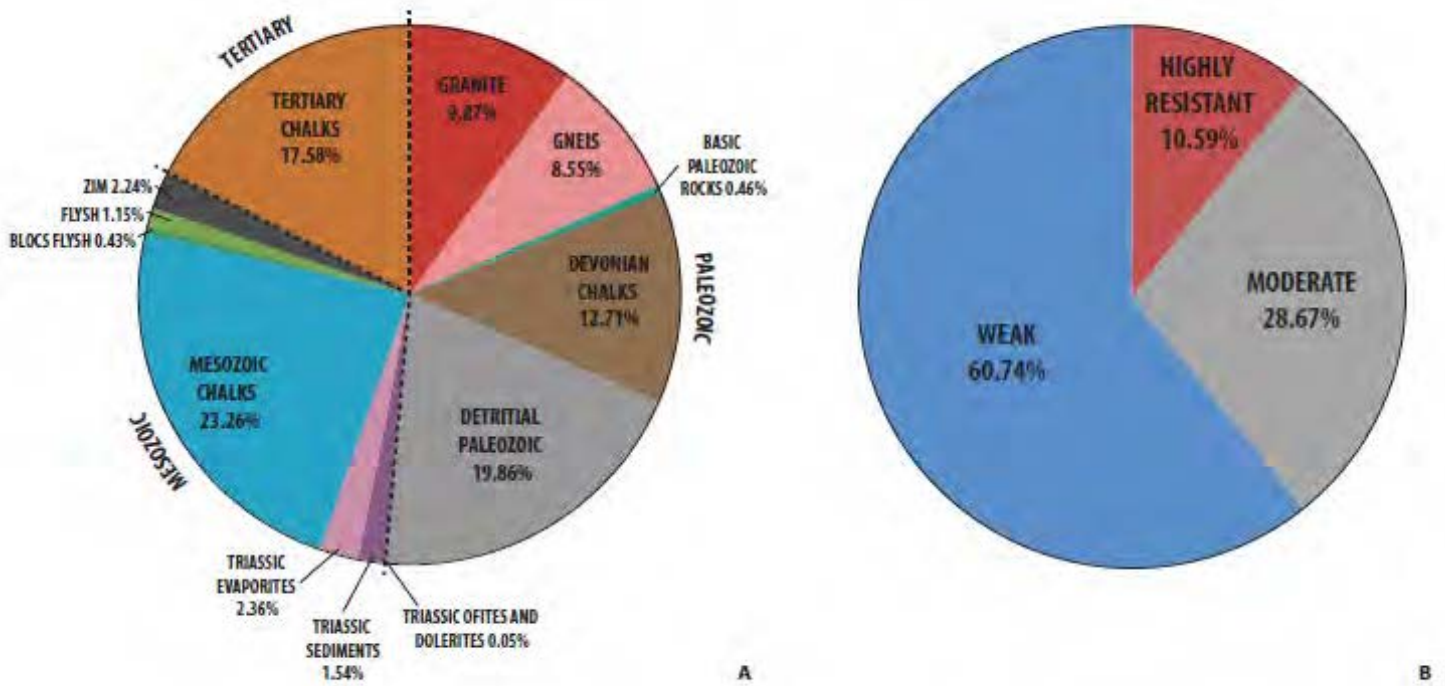


Figure 11

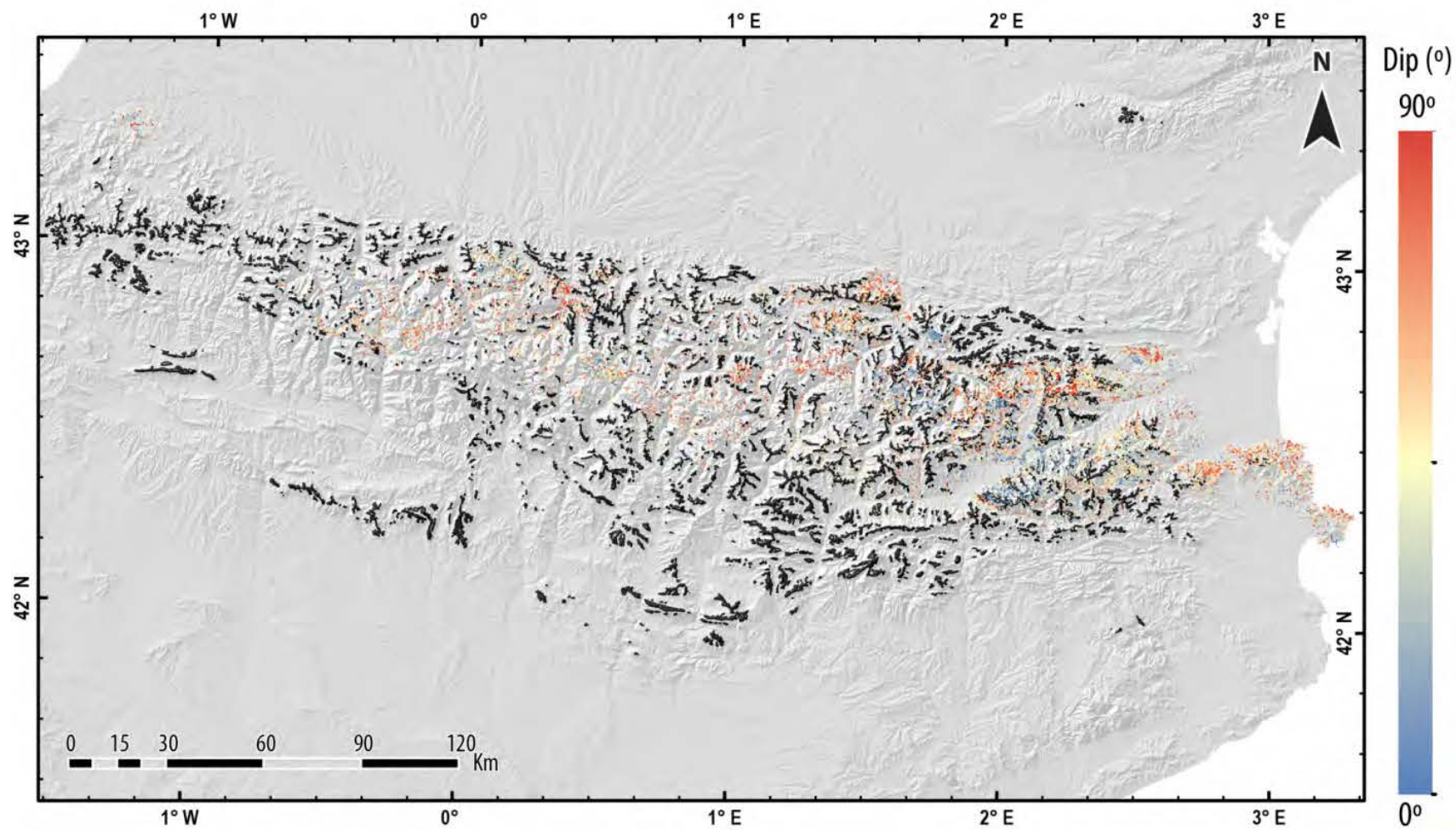


Figure 12

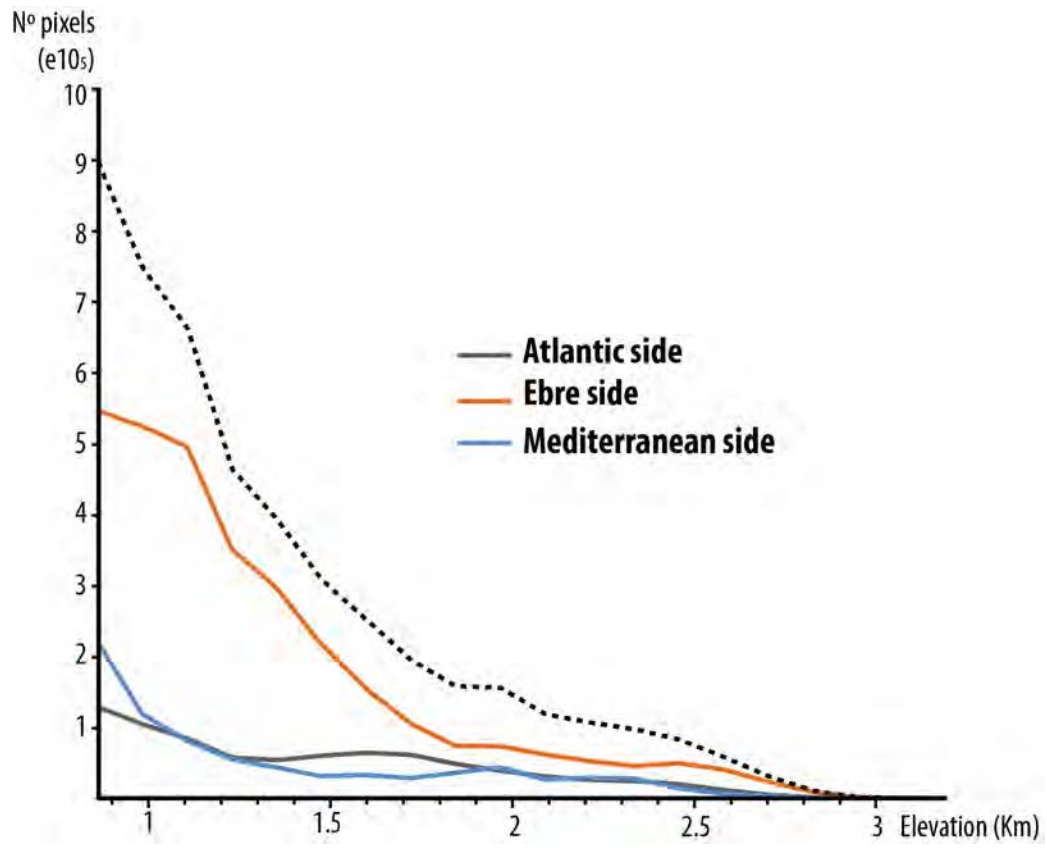


Figure 13

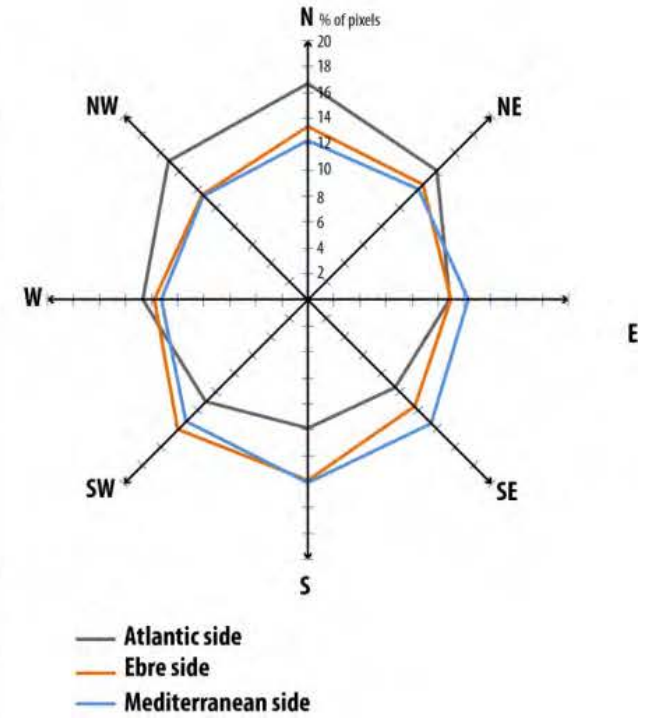
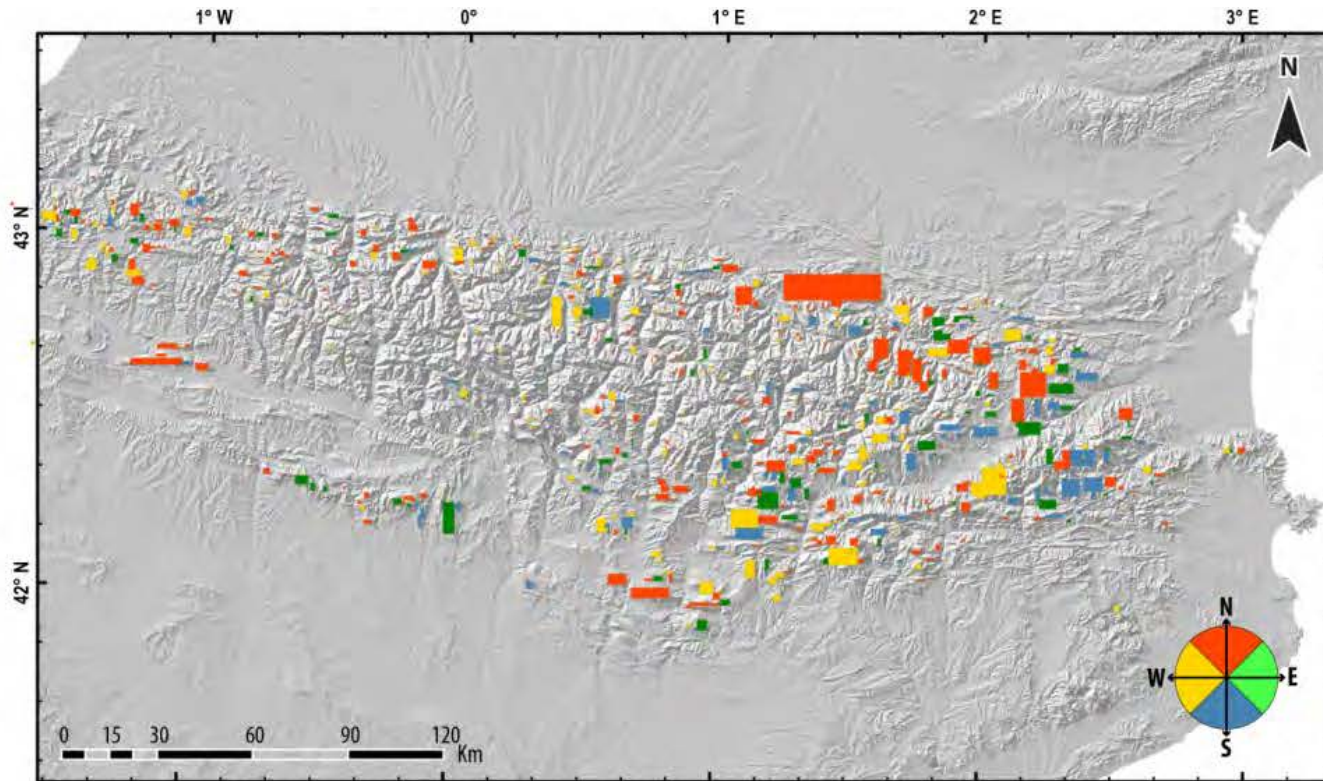


Figure 14

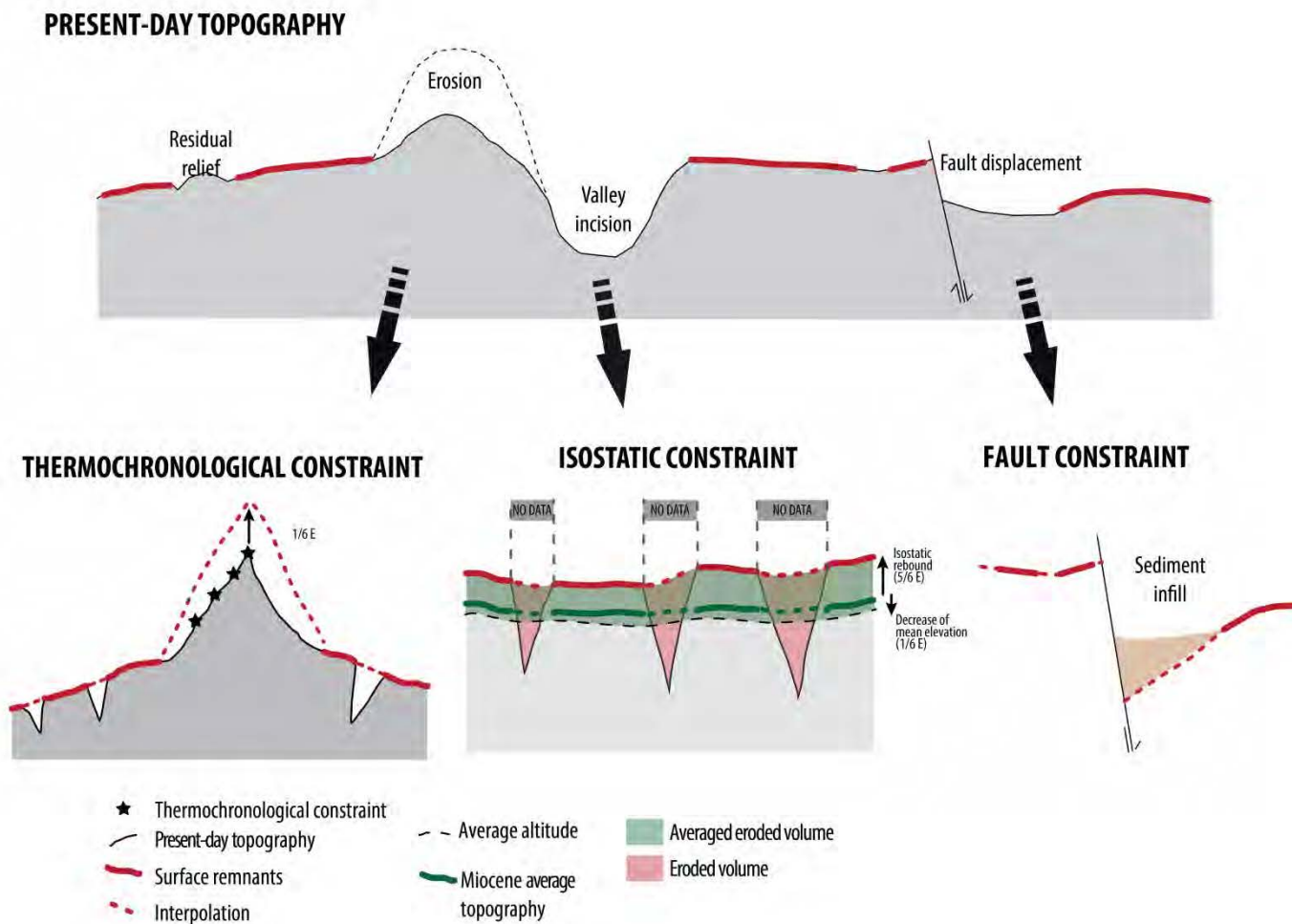


Figure 15

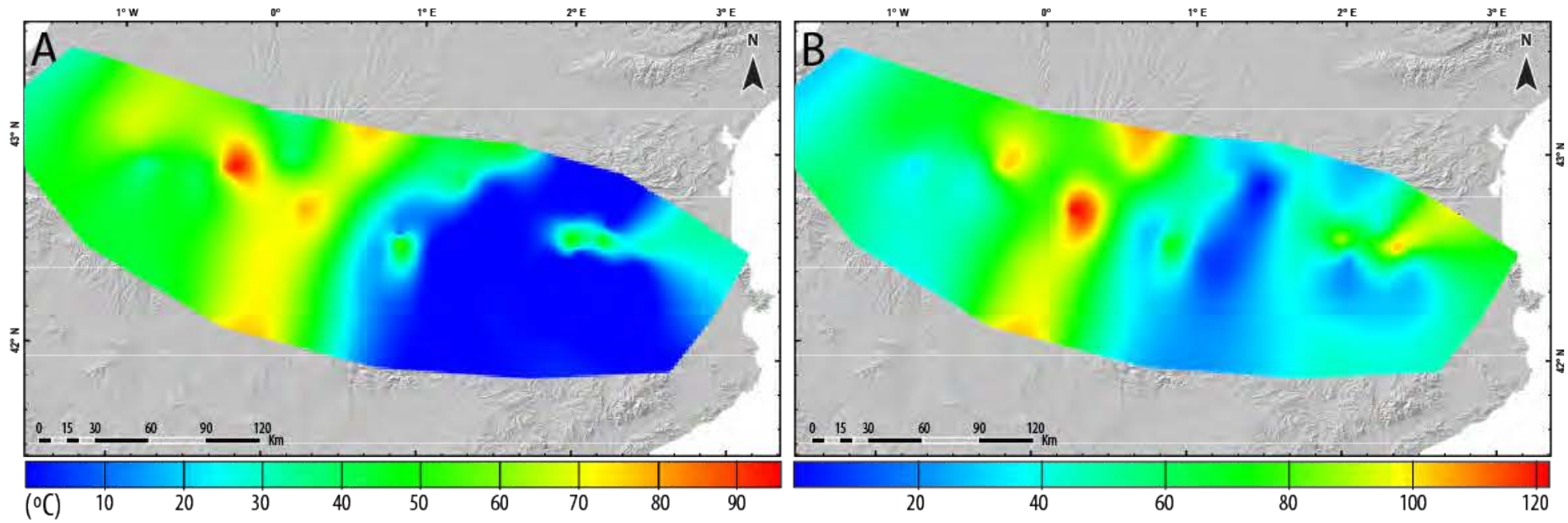
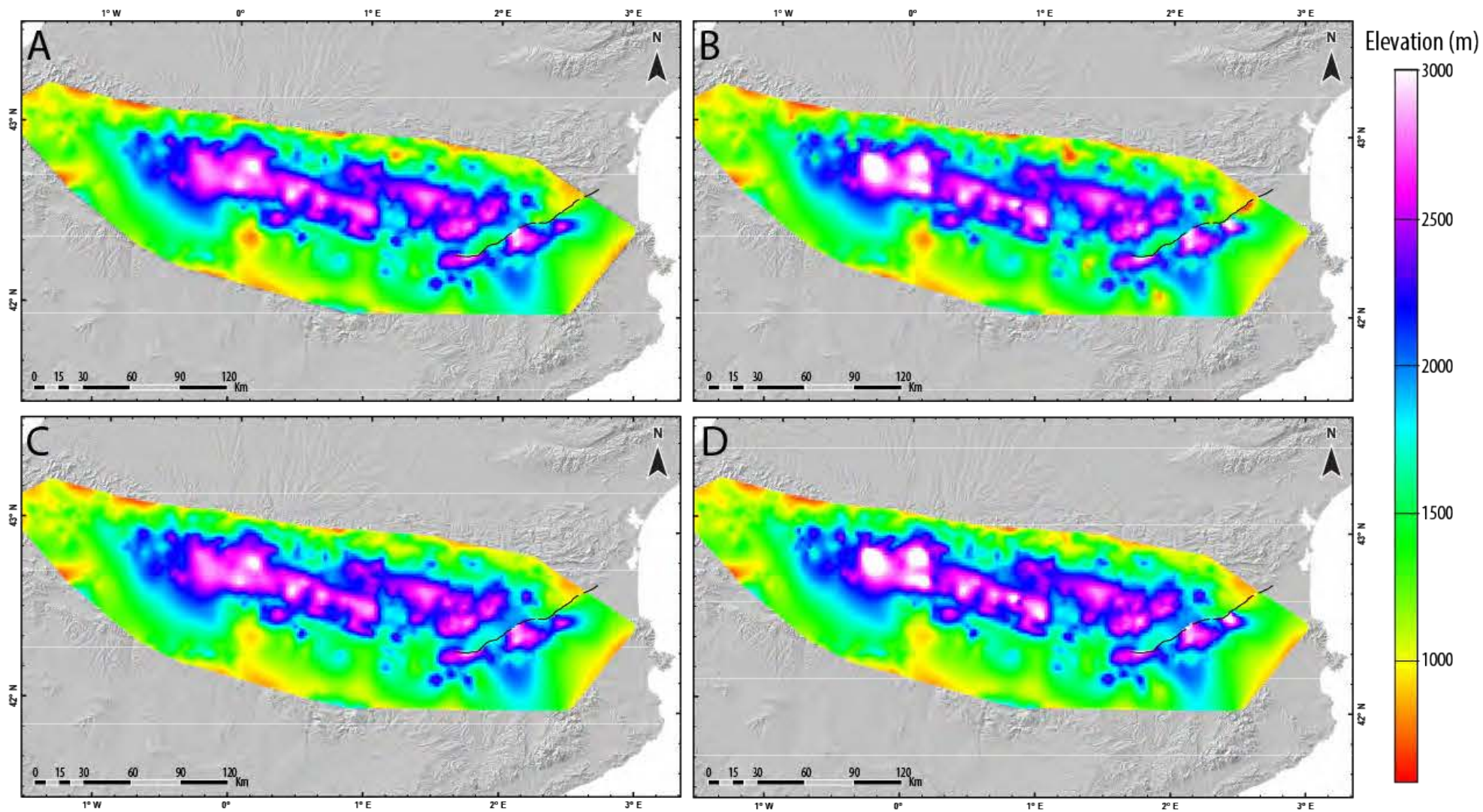


Figure 16



Annex

Table 1

Slope statistics		
	PLANATION SURFACES	GLACIAL CIRQUES
Mean	10.40	14.85
Median	9.70	13.86
Std. Deviation	5.44	7.80
Range 1σ	4.36 - 15.84	7.05 - 22.65
Minimum	0.40	0.40
Maximum	45.78	54.36

Table 2

DEV values statistics for 1200m DEV radius		
	PLANATION SURFACES	GLACIAL CIRQUES
Mean	0.95	-0.28
Median	0.95	-0.31
Std. Deviation	0.40	0.39
Range 1σ	0.55 - 1.35	-0.67 - 0.11
Minimum	-1.08	-1.54
Minimum	2.38	1.9

Table 3

Table showing the differences on the area of the surfaces mapped with automatic methods and hand-mapped. The difference of the minimal area, the mean and the median indicates that we have to pass an area filter. gives us The remnants of the planation surfaces in hand mapped maps have a mean area of 525.869m², and in automatic mapping the mean area is lower of 29.096m².
Necessity of borra areas mes petites.

	AREAS		HAND MAPPED GLACIAL CIRQUE FLOORS	LONGUEURS	
	HAND MAPPED SURFACES	AUTOMATIC MAPPED SURFACES		SURFS	CIRQ
N°	106	53278	53	-	-
Mean	525869.41	29096.07	1.12E6	725	1058
Median	248618.16	1250	498154.79		
Std. Deviation	954715.92	210437.41	1.77E6	RANGE (655 - 1217)	RANGE (806 - 1700)
Minimum	18873.96	400.24	18324.17	137	135
Maximum	6.08E6	1.40E7	1.06E7	2465	3256

CHAPITRE 3

FORMATION DE LA PENEPLAINE : CONTRAINTES THERMOCHRONOLOGIQUES

INTRODUCTION

La thermochronologie permet d'accéder au temps écoulé depuis le passage d'une roche à travers d'un intervalle de température. Cet intervalle de température dépend du système thermochronologique utilisé. Cette thèse portant sur la dynamique des reliefs récents pyrénéens récents, notre attention se porte sur les systèmes thermochronologiques de basse température, qui permettent de déterminer le timing du passage des roches à travers les isothermes de 200°C et 40 °C. Ces systèmes sont le système U-Th/He sur apatite (AHe, e.g. Farley, 2000; Flowers et al., 2009), les traces de fissions sur apatite (AFT, e.g. Gallagher, 1995; Laslett et al., 1987), le système U-Th/He sur zircon (ZHe, (Reiners et al., 2002, 2004) et les traces de fission sur zircon (ZFT, e.g. (Brandon and Vance, 1992; Hasebe et al., 1994).

Les logiciels qui permettent de modéliser les âges thermochronologiques, comme les logiciels QTQt (Gallagher, 2012a), HeFty (Ketcham, 2005) et PECUBE (Braun, 2003; Braun et al., 2012) tiennent compte des différentes complexités de la méthode comme la variation de l'intervalle de température selon la vitesse d'exhumation, la chimie des minéraux analysés ou leurs formes (pour les méthodes de U-Th/He). C'est pour cela que la détermination d'un chemin Température/temps (T-t) doit être toujours accompagné d'une modélisation des données thermochronologiques. En estimant le gradient géothermique, il est possible de transformer les chemins T-t en vitesse d'exhumation des roches. En utilisant plusieurs thermochronomètres sur un même échantillon ainsi qu'en analysant plusieurs échantillons sur un profil vertical, il est ainsi possible de déterminer les taux d'exhumation des roches entre 200 et 40°C. Dans le cas où une roche sédimentaire présente des températures plus élevées que 40°C sur un temps postérieur à son dépôt, on peut déterminer si cette roche a été enfouie et estimer la quantité d'enfouissement à travers de les systèmes thermochronologiques réinitialisés. Ainsi, en considérant un gradient géothermique classique compris entre 20°C/km et 30 °C/km, avec des données des systèmes thermochronologiques énumérées précédemment, nous pouvons déterminer les taux d'exhumation des roches sur les huit premiers kilomètres de la croûte terrestre, et inversement des quantités d'enfouissements supérieures à 1.6 Km.

En termes de variation de l'altitude, la quantité d'érosion ou de dépôt sédimentaire (variation de l'épaisseur crustale) affectera l'altitude moyenne de la surface terrestre par $\sim 1/6$ de la dite quantité (Molnar and England, 1990) (figure 3.1).

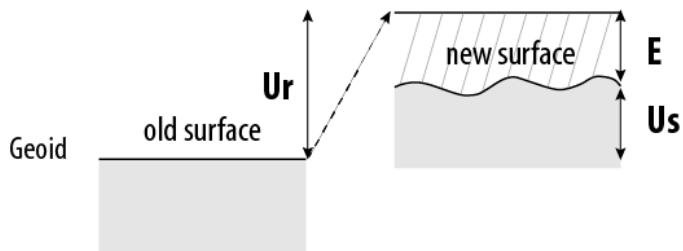


Figure 3.1: Schéma montrant les différences entre le soulèvement de la surface (*surface uplift*, U_s), le soulèvement de la roche (*rock uplift*, U_r) et l'exhumation. D'après Gallagher, (2012)

En ce qui concerne les Pyrénées, un certain nombre de travaux de thermochronologie se sont d'abord focalisés sur la dynamique de l'exhumation de la zone axiale (Yelland, 1990; Morris et al., 1998; Maurel et al., 2002, 2007; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009a et b; Bosch et al., 2016) et plus récemment sur les sédiments des bassins de l'Ebre et d'Aquitaine, pour mieux contraindre les relations entre l'exhumation de la zone axiale et le remplissage des bassins (Beamud et al., 2011; Whitchurch et al., 2011; Fillon et al., 2013; Rushlow et al., 2013; Mouthereau et al., 2014; Labaume et al., 2016).

Les données d'exhumation sur la zone axiale pyrénéenne ont été ponctuellement mises en relation avec la formation et la dissection de la pénéplaine miocène (e.g. Fillon et Van Der Beek, 2012; Gunnell et al., 2009a), mais les travaux sur la relation entre l'exhumation de la zone axiale et le remplissage des bassins n'ont jusqu'ici jamais été mis à notre connaissance en relation avec la formation de la pénéplaine par la remontée du niveau de base de la chaîne, comme proposée par Babault et al., (2005).

Aussi, ce chapitre essaie d'étudier d'une façon plus générale le timing de la formation et de la dissection de la pénéplaine pyrénéenne en relation avec l'aggradation des sédiments détritiques

issu de l'érosion de la chaîne, au pied de cette dernière. L'étude du timing du développement de la pénéplaine, et de sa dissection ultérieure, est réalisée à travers de la compilation des données thermochronologiques disponibles sur la chaîne. L'étude de l'enfouissement des versants est réalisée a travers d'une compilation des données thermochronologiques sur le versant sud, complétée par une étude préliminaire sur le versant nord, à partir de nouvelles données AHe.

3.1. Compilation des données thermochronologiques des Pyrénées. Timing pour l'aplanissement des reliefs et quantification de l'érosion

3.1.1. Introduction

Les données thermochronologiques relative à l'exhumation de la chaîne indiquent une exhumation liée au raccourcissement crustal pyrénéen qui se propage d'est en ouest (e.g. Jolivet et al., 2007; Meresse, 2010; Rushlow et al., 2013; Whitchurch et al., 2011; Yelland, 1990), de la même façon que le dépôt des formations sédimentaires en lien avec la propagation des chevauchements dans les zones externes de la chaîne (e.g. Alonso-Zarza et al., 2002; Muñoz, 1992; Teixell, 1996) et la convergence entre la plaque africaine vers la plaque européenne (Roest and Srivastava, 1991; Rosenbaum et al., 2002, voir chapitre 2 Introduction aux Pyrénées). Suite à cette période d'exhumation tectonique rapide, la modélisation des données thermochronologiques indiquent une décroissance généralisée de l'exhumation qui débute vers ~ 30 - 20 Ma (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Jolivet et al., 2007a; Metcalf et al., 2009a Bosch et al., 2016b). Une décroissance des vitesses d'érosion est étroitement liée à une diminution de l'érosion que nous pouvons estimer être faite principalement par l'action des rivières.

Cette décroissance des vitesses d'érosion est étroitement liée à l'inhibition progressive de l'incision fluviale et le lissage concomitant des versants et donc en directe relation avec le début de l'aplanissement des reliefs pyrénéens (Babault et al., 2005).

Les thermochronomètres donnant information sur les températures les plus élevées (ZFT et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nous donneront la quantité d'exhumation maximale suivie par la chaîne pyrénéenne. la quantité d'exhumation est liée au processus de formation des surfaces; l'aplanissement des reliefs jusqu'au niveau de la mer, implique la disparition de la racine crustale et, en conséquence des quantités d'érosion beaucoup plus grands.

3.1.2. Méthodologie

Nous avons réalisé une compilation des données thermochronologiques publiées sur les Pyrénées, consistant en 310 âges centraux d'exhumation comprenant 7 âges de traces de fission sur zircon, 26 âges U-Th/He sur zircon, 221 âges de traces de fission sur apatite, et 75 âges U-Th/He sur apatite. Les données ont été compilées et plotées avec une précision maximale sur un format shapefile. Une interpolation par "voisins naturels" ("natural neighbours") des données AFT et AHe a été réalisée. Cette interpolation vise uniquement à visualiser les grandes tendances des âges centraux de ces deux systèmes thermochronologiques (cf. Vernon et al., 2008, 2009). Ces âges centraux indiquent le passage des échantillons au travers des isothermes $\sim 120^{\circ}\text{C}$ et $\sim 60^{\circ}\text{C}$ pour les traces de fission sur apatite, et $\sim 80^{\circ}\text{C}$ et $\sim 40^{\circ}\text{C}$ pour l'U-Th/He sur apatite. Nous avons compilé aussi les différentes modélisations thermochronologiques réalisées sur les Pyrénées, afin d'avoir une idée plus précise de l'exhumation post-tectonique de la chaîne.

3.1.3. Résultats et interprétation

La figure 3.2 situe les différents échantillons sur lesquels des analyses de type ZFT, AFT, et AHe ont été réalisés (Fitzgerald et al., 1999; Maurel et al., 2002, 2007; Lynn, 2005; Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009; Meresse, 2010; Rushlow et al., 2013; Vacherat et al., 2014, 2016; Bosch et al., 2016; Mouchéné, 2016).

L'interpolation par des voisins naturels des données AFT (figure 3.3) montre que l'exhumation sur la zone nord pyrénéenne est plus ancienne que celle de la zone axiale. Avec la même tendance que pour l'ensemble de la chaîne, les âges les plus anciens se trouvent à l'est, certains étant même antérieurs au raccourcissement pyrénéen et très probablement à relier à l'extension crétacée (âge 106 Ma aux alentours de Foix, Morris et al., 1998), tandis qu'à l'extrémité ouest du versant nord, l'âge le plus ancien est de 48 Ma au niveau du bassin de Mauléon (Vacherat et al., 2014). En progressant vers le sud du versant nord, les âges deviennent plus jeunes et passent progressivement aux âges de la zone axiale.

Au niveau de la zone axiale, la tendance au rajeunissement vers le sud et vers l'ouest se confirme. Les données orientales montrent une certaine dispersion des âges, relativement vieux autour de 35 Ma dans la vallée d'Aston (Morris et al., 1998), plus récents jusqu'à 22 Ma sur la vallée du Grand Valira en Andorre (Rushlow et al., 2013) et le massif du Canigou (Maurel et al., 2007) très proches. Cette proximité d'âges différents génère une surface interpolée ondulante. Les âges les plus vieux sont de façon générale issus d'échantillons prélevés sur des surfaces reliques de la pénéplaine en haute altitude (Gunnell et al., 2009). Les âges obtenus sur les surfaces reliques du Massif du Canigou sont quant à eux plus récents (jusqu'à 26 Ma).

Dans les Pyrénées centrales, les âges s'étalent entre 35 et 25 Ma, de façon à peu près identiques que pour le pluton granitique de Néouvielle plus à l'ouest. Vers le sud, dans les Pyrénées centrales, les âges atteignent 21 Ma (Gibson et al., 2007), et se rajeunissent sensiblement vers l'ouest jusqu'à atteindre 10 Ma (Jolivet et al., 2007). Dans la zone axiale des Pyrénées occidentales, les âges varient entre 25 Ma et 20 Ma (Meresse, 2010; Bosch et al., 2016).

L'interpolation des données AHe par la méthode des voisins naturels (figure 3.4) montre que le passage des isothermes 80-40°C est plus jeune que le passage des isothermes de 120-60°C, comme attendu. Les données sur le pluton de la Maladeta (Gibson et al., 2007; Metcalf et al., 2009), où les âges AHe sont similaires voir un peu plus vieux que les âges AFT, font cependant exception. Les tendances générales des modalités de l'exhumation se retrouvent à travers les âges AHe: l'exhumation est plus ancienne au nord et rajeunit progressivement vers l'ouest et vers le sud. Dans les Pyrénées orientales, les âges obtenus sur les surfaces reliques de la pénéplaine montrent des variations similaires à celles observées pour les âges AFT. Cependant, les creux et bosses de la surface interpolée sont inversées par rapport à celles dessinées par l'interpolation des âges AFT.

Pour éclairer les relations entre l'altitude des surfaces reliques, et les données AHe et AFT, nous avons réalisé un graphique âge-élévation des âges AHe et AFT pour ces surfaces reliques (figure 3.5). Ce graphique montre que, d'une façon générale, les âges AFT sont en relation directe avec l'altitude alors que cette relation s'inverse pour les âges AHe. Pour les âges AFT la relation est moins évidente du fait du rajeunissement des âges à proximité du massif du Canigou et vers le

sud. Cet inversion de la relation âge - altitude pour les âges AHe peut s'expliquer par la diminution notable des reliefs à partir du passage des isothermes 80°C - 40 °C, qui génère des chemins plus longs jusqu'à la surface, et en conséquence des âges plus vieux, pour les échantillons prélevés au niveau des vallées (Braun, 2002).

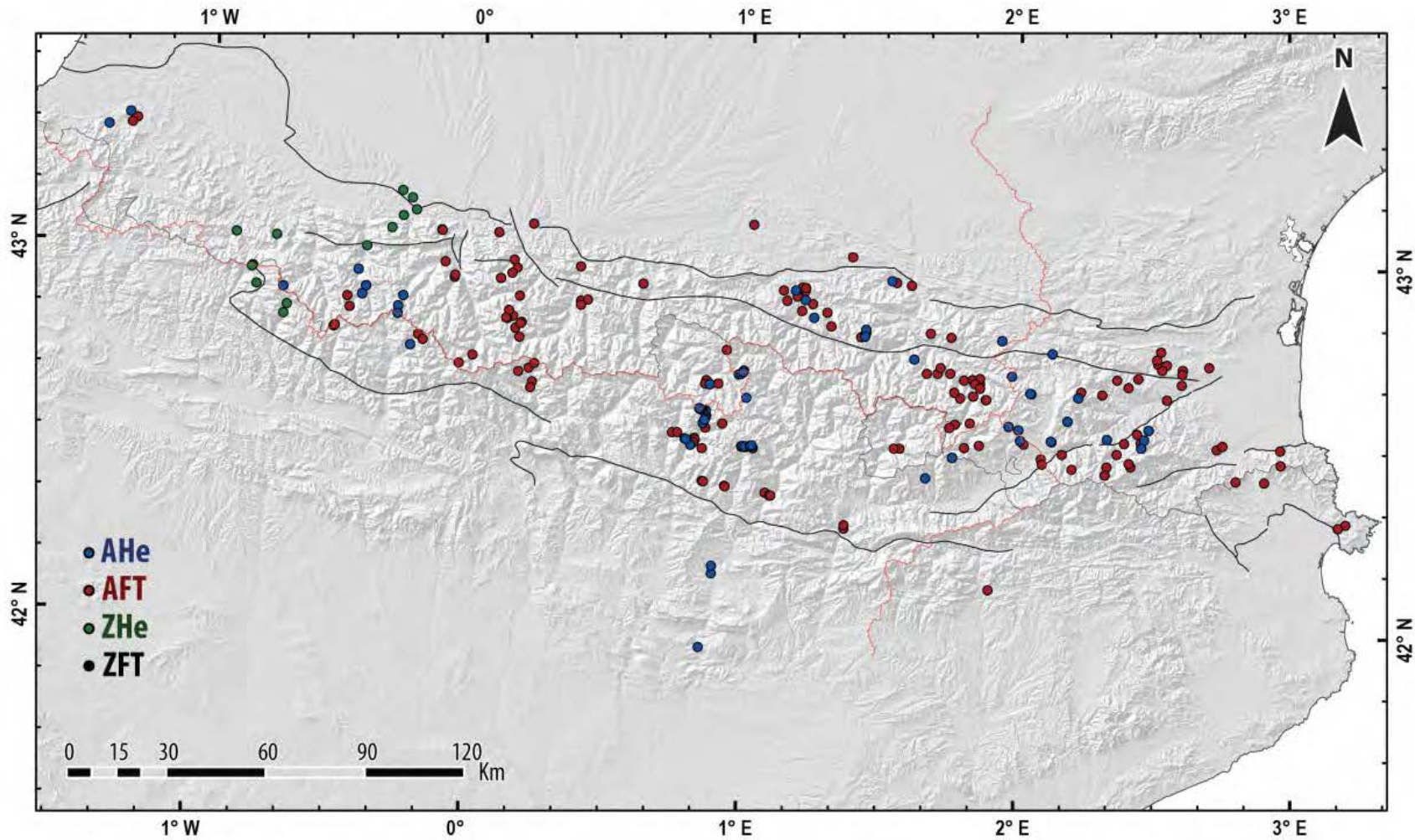


Figure 3.2: Position des données thermochronologiques d'exhumation résultant des analyses de U-Th/He sur apatite (AHe), traces de fission sur apatite (AFT), U-Th/He sur zircon (ZHe) et traces de fission sur zircon (ZFT). Les travaux dont nous avons extrait ces âges sont mentionnés dans le texte. La ligne rouge correspond à la ligne de partage des eaux, les lignes noires aux principales structures tectoniques des Pyrénées.

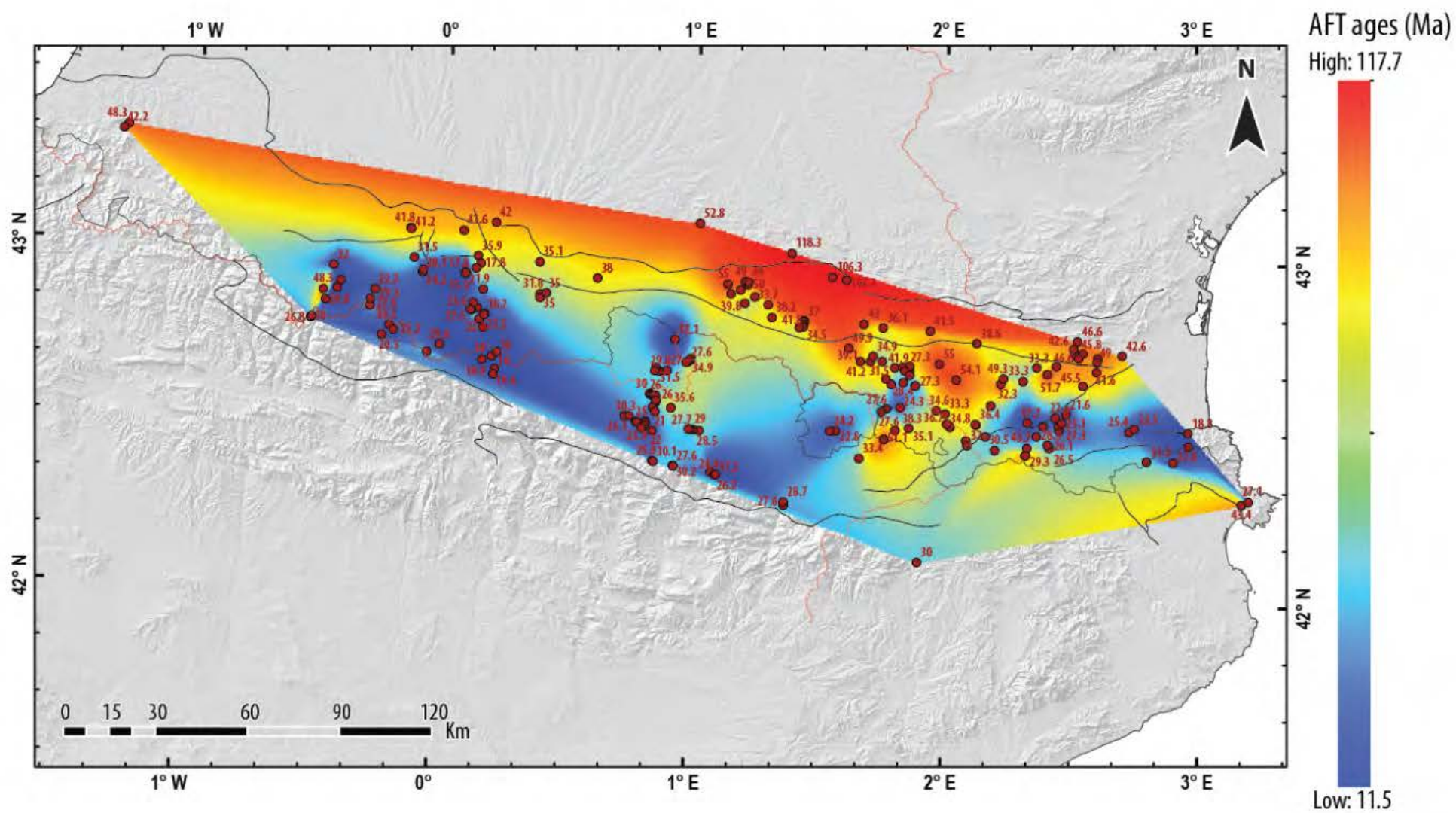


figure 3.3: Interpolation par "nearest neighbours" des données de traces de fission sur apatite. En rouge les âges les plus vieux, en bleu les plus récentes.

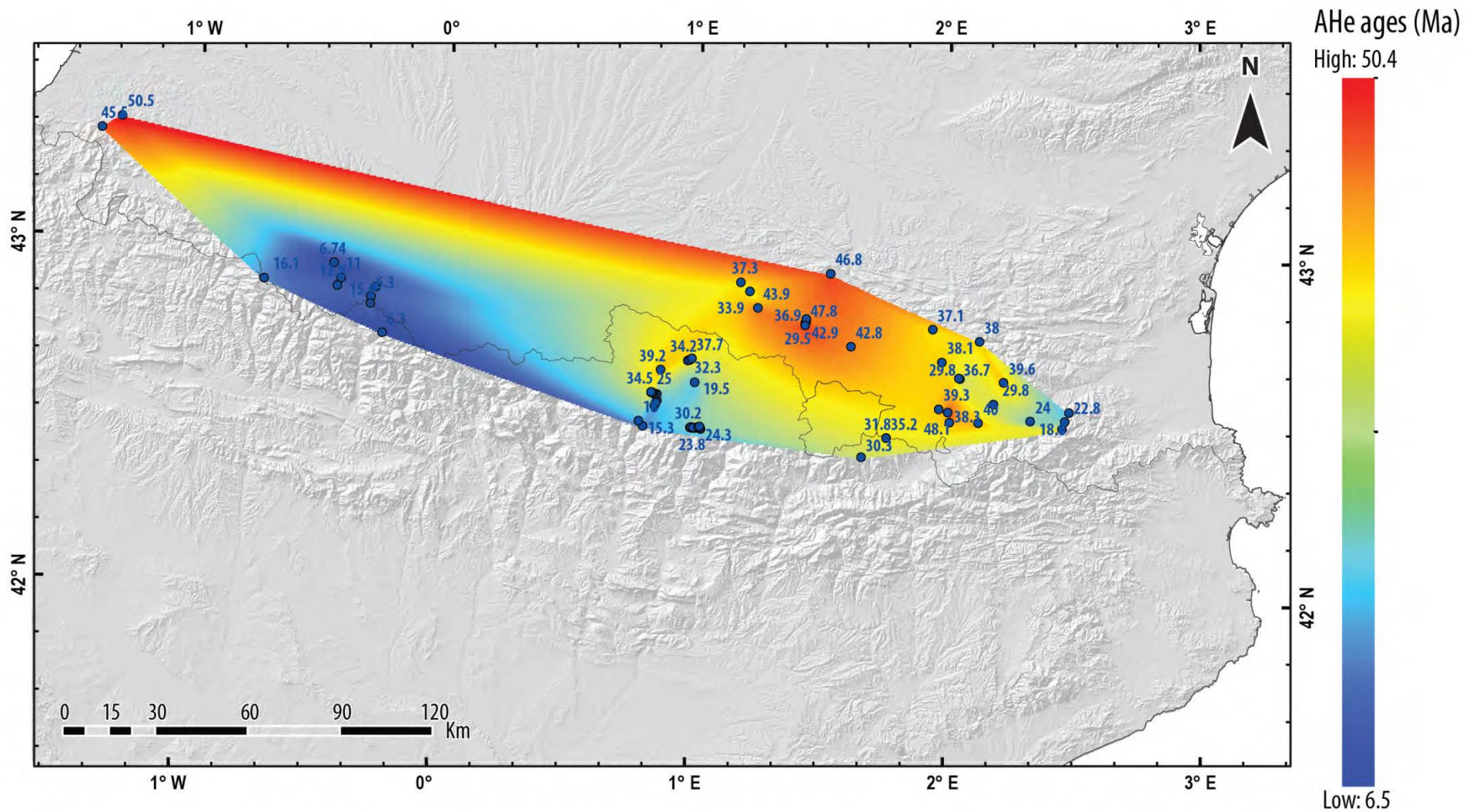


Figure 3.4: Interpolation par "nearest neighbours" des données de (U-Th)/He sur apatite. En rouge les âges les plus vieux, en bleu les plus récentes.

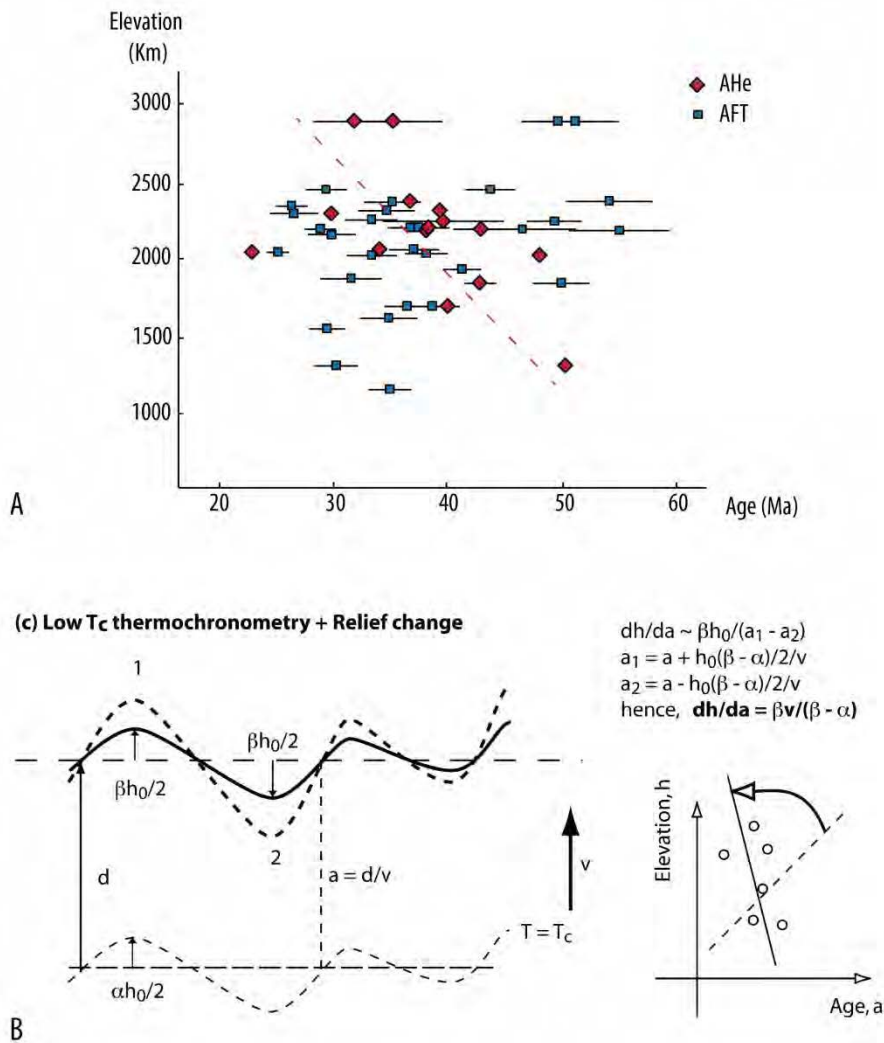


Figure 3.5: A) Graphique montrant le rapport entre l'altitude et les âges AHe (en bleu) et AFT (en rouge). La relation inverse observée peut s'expliquer avec le lissage du relief qui se développe depuis 30 Ma, comme montre le schéma en B, extrait de Braun (2002).

Afin de préciser le timing de la décroissance des vitesses d'exhumation, une compilation des modèles réalisées avec les données présentées a été effectuée (figure 3.6). Les modèles les mieux contraints sont ceux utilisés dans le chapitre 2 pour la restauration de la pénéplaine pyrénéenne au Miocène moyen, avant son incision.

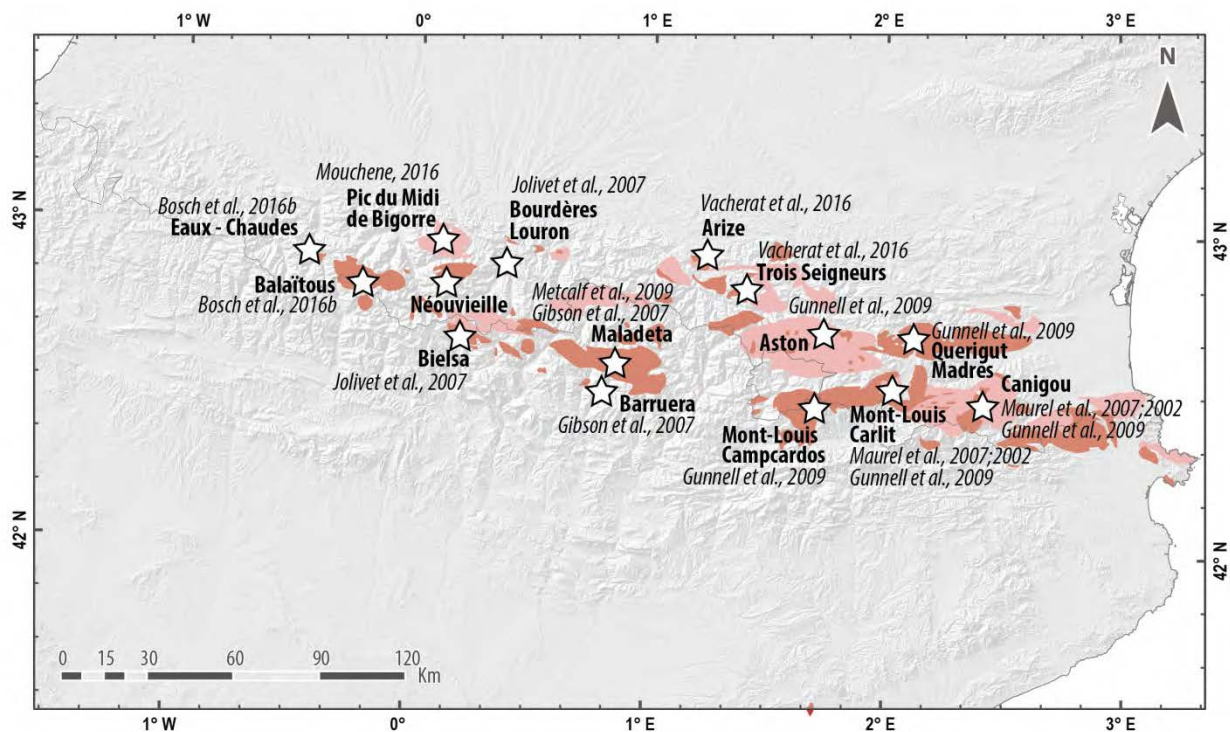


Figure 3.6: Carte montrant la localisation des principaux massifs dont des modèles thermochronologiques ont été réalisés. Les travaux dont nous avons extrait ces âges sont indiquées dans le texte.

Les modèles ont été généralement réalisés avec des logiciels tels que Monte Trax (Maurel et al., 2002, 2007), AFTSlove (Jolivet et al., 2007), QTQt (Bosch et al., 2016b; Mouchené, 2016; Vacherat et al., 2016) and HeFTy (Gunnell et al., 2009; Metcalf et al., 2009). Pour certains modèles il existe des contraintes dictées par des données géologiques, comme la présence d'anciennes surfaces d'érosion ou celle de sédiments. Les modèles réalisés par Gunnell et al., (2009) sur les surfaces reliques de la pénéplaine sont contraints par des observations géomorphologiques qui font référence aux surfaces d'aplanissement. Une partie de ces modèles ont été utilisées pour réaliser la restauration de la pénéplaine Pyrénéenne du Miocène moyen (cf Chapitre 2).

Les modèles montrent d'une façon générale une exhumation rapide suivie d'une décroissance des vitesses d'exhumation. Ce mode d'exhumation est conforme aux tendances décrites auparavant : progressive du nord vers le sud, et de d'est en ouest. La décélération se produit donc dans un premiers temps dans les massifs situés au nord et à l'est et se propage vers le sud et l'ouest. En

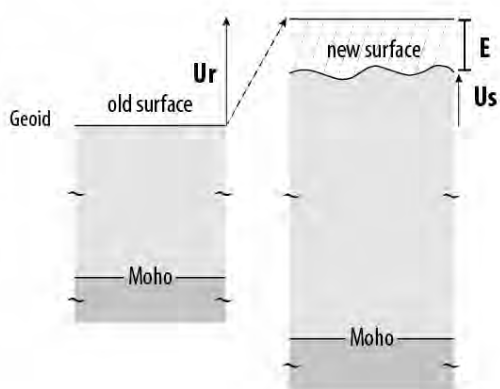
dehors de la dynamique légèrement différente du au jeu de la faille de la Têt au niveau du massif du Canigou (Maurel et al., 2007), la décroissance des vitesses est abrupte. Dans les zones où les surfaces reliques de la pénélaine sont présentes, la décroissance des vitesses s'est produite vers 30 Ma, comme initialement prédit par Fitzgerald et al., (1999), ré-affirmée par Metcalf et al., (2009) et par Fillon and Van Der Beek, (2012) à travers une modélisation Pecube de l'ensemble de la zone. Cette décroissance est notée aussi dans les données plus au sud où elle est légèrement plus jeune (Rushlow et al., 2013), comme dans les massifs occidentaux des Eaux Chaudes, du Balaitous et du Pic du Midi de Bigorre (Jolivet et al., 2007; Bosch et al., 2016; Mouchene, 2016).

Le début de l'exhumation au nord est correspond à l'inversion du rift créacé comme première réponse à la compression pyrénéenne, comme l'illustre les coupes palinspastiques réalisées sur les Pyrénées (e.g. Beaumont et al., 2000; Teixell, 1996). Les âges AFT pré-pyrénéennes montrent que la quantité d'exhumation a été faible pour cette zone (Morris et al., 1998). Cette exhumation débutante, vers 50 - 40 Ma, serait responsable du décapage des sédiments mésozoïques du rift, redéposés sous forme de conglomérats pour constituer la série des poudingues de Palassou, qui débute à 52 Ma (e.g. Ford et al., 2016). Les clastes paléozoïques commencent à apparaître dans le bassin vers 45 Ma, indiquant le moment où le socle est à l'affleurement. Sur le versant sud, le décapage des séries paléozoïques débute plus tôt que sur le versant nord (vers 54.5 Ma, Vincent, 2001), ce qui serait dû à une épaisseur moindre de la couverture sédimentaire comparé au versant nord. Quant au début processus d'exhumation majeur et de la sédimentation conglomératique associée, il apparaît plus jeune que sur le versant nord, autour de 40 Ma-30 Ma (Vincent, 2001, Beaumud et al. 2011). Vers l'ouest le même schéma se répète, le rajeunissement des dépôts molassiques au nord, considérées étant oligo-miocènes (molasses de Jurançon) et des derniers dépôts conglomératiques sur le versant sud de la formation Uncastillo (30-20 Ma, Hogan, 1993; Soler and Puigdefàbregas, 1970) s'accordent avec le début de la formation de la pénélaine.

Pour ce qui concerne le niveau d'érosion, les âges ZFT sur la Maladeta (Sinclair et al., 2005) à 50 Ma et à Barruera vers 100 - 150 Ma, indiquent que l'exhumation pendant la tectonique pyrénéenne n'arrive pas à réinitialiser les ZFT. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths sur ce même

massif montrent des enfouissements entre 6 et 10 km (Metcalf et al., 2009). À l'est les âges ZFT et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths potassiques sur le Mont Louis enregistrent l'exhumation varisque et sur le massif du Canigou des âges crétacés, indiquant une moindre exhumation liée à la tectonique pyrénéenne (Maurel et al., 2007). Vers l'ouest, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur feldspaths potassiques ne se trouvent pas resetées (Jolivet et al., 2007), ce qui suggère l'étude que l'exhumation consécutive à la tectonique pyrénéenne n'a pas excédé 10 Km, et plus vraisemblablement comprise entre 6 et 8 Km. D'une façon générale l'exhumation maximale à travers la chaîne n' pas excédé une épaisseur de 8 Km de roche. Cette observation est contradictoire avec l'hypothèse de la formation de la pénéplaine au niveau de la mer (figure 3.8) qui aurait nécessité l'érosion de la racine crustale soit une érosion d'une épaisseur de roches d'au moins 14 Km (figure 3.8).

Rock uplift par epaississement crustal



Disapriton des reliefs : effet du rebound isostatique

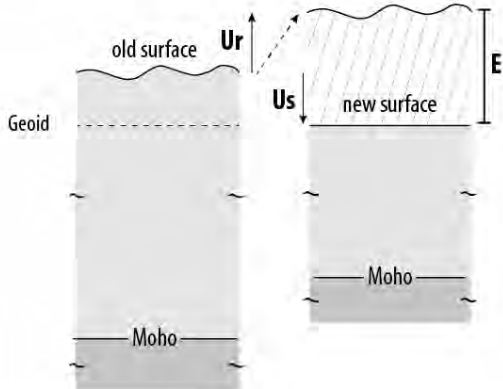


Figure 3.8: Schéma montrant l'interaction entre soulèvement des roches (*rock uplift*, U_r), le soulèvement de la surface (*surface uplift*, U_s) et l'exhumation (E) dans un contexte d'aplanissement de reliefs antérieurement créés par épaissement crustal, jusqu'au niveau de la mer (Geoide) (modifié de Gallagher, 2012).

3.1.4. Conclusions

Les conclusions principales de cette compilation sont les suivantes:

- (i) la formation de la pénélaine suit immédiatement les épisodes d'exhumation maximale, et se propage de nord au sud et d'est en ouest.
- (ii) l'âge du début de la formation de la pénélaine s'accorde en termes générales avec l'âge du début de la sédimentation "molassique" dans les bassins.
- (iii) les quantités d'exhumation de la chaîne ne dépassent pas les 8 Km ce qui rend impossible la formation des surfaces au niveau de la mer, théorie pour laquelle l'érosion minimale serait d'autour des 14 Km de roche.

L'annexe 1 concerne un article (**Bosch et al., 2016**) écrit pour le volume spécial de la revue Comptes rendus Géosciences portant sur la géologie des Pyrénées, suite au colloque organisé par le BRGM dans le cadre du programme RGF ('Référentiel Géologique de la France'). Cet article porte sur le timing de l'exhumation des Pyrénées occidentales à partir de nouvelles données U-Th/He sur apatite et zircon et traces de fission sur apatite obtenues sur les plutons granitiques de Balaitous et des Eaux-Chaudes, ainsi que des données de U-Th/He sur zircon de la zone nord Pyrénéenne.

Les analyses publiées dans ce travail ont été faites dans la cadre de mon projet de Master 2, encadré par Antonio Teixell (Universitat Autònoma de Barcelona), Marc Jolivet (Université de Rennes 1) et Pierre Labaume (Université de Montpellier 2).

Référence de l'article:

V. Bosch et al., 2016. Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînon Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. C. R. Geoscience.

3.2. Étude préliminaire sur l'enfouissement oligo-miocène du versant nord

3.2.1. Introduction

Aux Chapitres 2 et 3, en considérant la présence d'une croûte épaissie de densité normale actuellement sous les Pyrénées, nous avons écarté l'hypothèse de la formation de la pénéplaine pyrénéenne à une altitude proche du niveau marin. La compilation des données thermochronologiques disponibles pour les Pyrénées montre également des quantités d'exhumation insuffisantes pour justifier un aplanissement des reliefs jusqu'au niveau de la mer. Ces deux arguments convergent en faveur d'un développement en altitude des surfaces d'aplanissement des Pyrénées.

Les deux mécanismes qui peuvent produire l'aplanissement des reliefs en haute altitude sont (1) la remontée du niveau de base efficace des rivières (e.g. Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005) et (2) l'érosion glaciaire (e.g. Egholm et al., 2009; Oskin and Burbank, 2005). L'érosion glaciaire forme des surfaces planes à la base des cirques glaciaires. Cependant, la base des cirques glaciaires montre des pentes élevées, paramètre nécessaire à leur formation (e.g. Egholm et al., 2012), et se trouve entourée par des reliefs importants (Oskin and Burbank, 2005) qui empêchent la création d'une surface d'érosion plane d'échelle régionale (Hall and Kleman, 2014). Au chapitre 3, les calculs de pente et de concavité des reliques de la pénéplaine pyrénéenne montrent que l'érosion glaciaire n'est pas à l'origine de la formation de ces surfaces d'aplanissements. La glace est postérieurement mise en place sur cette paléotopographie plane son relief. Ce même processus a été décrit dans d'autres régions comme la Norvège ou la Suède où d'anciennes surfaces d'aplanissement ont été retravaillées par l'érosion (Hall et al., 2013a, 2013b).

La principale critique adressée au modèle de Babault et al. (2005 ;e.g. Gunnell and Calvet, 2006) est que ce dernier ne peut apparemment pas s'appliquer au versant nord de la chaîne, du fait de l'absence d'évidence d'une accumulation importante de sédiments de piémont, tel qu'observé sur le flanc sud. Sur le flanc sud, les sédiments de piémont atteignent une altitude de 1900 m, alors

que sur le flanc nord leur altitude ne dépasse pas 700 m au niveau du cône de Lannemezan (cf. Chapitre 2 pour plus de détails). Cette objection peut être levée en considérant que les sédiments du piémont du versant nord ont été érodés depuis le Miocène moyen. L'estimation de l'épaisseur de sédiments érodés peut être obtenue par la thermochronologie, en déterminant la température des roches aujourd'hui à l'affleurement, moyennant l'estimation du gradient géothermique.

Ce type d'étude a été réalisé sur le versant sud. Des données U-Th/He sur apatite obtenues sur des échantillons de sédiments garumniens du bassin de Tresp et d'Àger (Fillon et al., 2013), des données de traces de fission sur apatite acquises sur des échantillons de conglomérats éocènes de la Pobla de Segur (situés plus au nord ; Beamud et al., 2011) et, sur l'anticlinal d'Oliana (situés plus à l'est ; Rushlow et al., 2013), indiquent des températures d'enfouissements de 60°C jusqu'à 95°C. Ces données montrent que le niveau de base des rivières entraînant le dépôt de ces séries sédimentaires était au minimum ~ 700 m au dessus du niveau actuel des rivières sur le piémont et très probablement plus de 1 km plus haut. Ces résultats confirment, entre autres, les travaux de Vincent (2001),^o qui estime que les séries conglomératiques actuellement à l'affleurement ont été enfouies sous environ 1500 m de sédiments à partir de l'analyse de la réflectance de la vitrinite des charbons localement présents dans ces séries.

Une étude récente, combinant dans une modélisation des données structurales et des données thermochronologiques, n'a pas décelé d'enfouissement sur le piémont du versant de la chaîne (Erdős et al., 2014). Cependant, les quantités de raccourcissement (Beaumont et al., 2000; Muñoz, 1992) et la topographie (supposée identique à la topographie actuelle) introduites dans ce modèle sont remises en cause par (i) de nouvelles données structurales (Cochelin, 2016) et (ii) les observations géomorphologiques inédites présentées aux Chapitres 2 et 3. Cette modélisation est de plus contrainte par l'âge central obtenu à partir des traces de fission sur apatite sur des massifs de la zone axiale, situées entre ~ 1000 et 600 m d'altitude, ce qui rend improbable la détection d'un quelconque enfouissement conséquent du piémont sur le flanc nord.

Une autre modélisation des âges a récemment été réalisée à partir de nouvelles données de traces de fission sur apatite provenant de sédiments détritiques situés à ~200 m d'altitude sur le versant nord, à l'aide du logiciel QTQt (Gallagher, 2012). Elle conclue que les températures

d'enfouissement du piémont du versant nord ont probablement été relativement basses (Mouthereau et al., 2014). Ces données, pour être confirmées et interprétées, d'être complétés par une analyse U-Th/He sur apatite (Figure 3.9). C'est l'objectif de la présente étude, dont le but final est de tester le modèle proposé par Babault et al. (2005, 2007) concernant le processus à l'origine de l'aplanissement en altitude des Pyrénées au Miocène moyen.

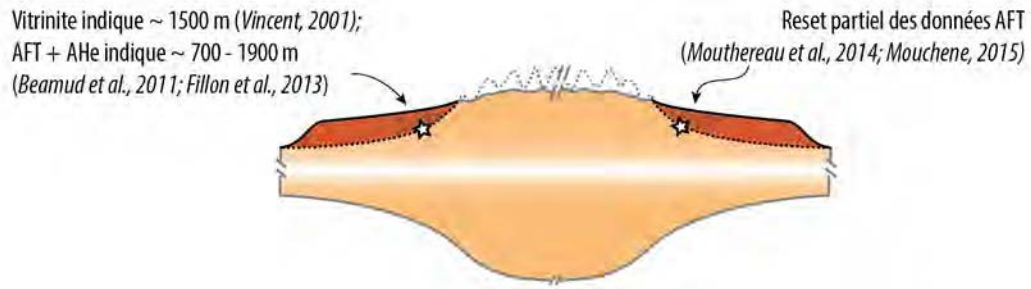


Figure 3.9: Schéma montrant de façon générale notre stratégie d'échantillonnage pour tester le modèle de Babault et al., (2005). L'étoile blanche indique les données d'enfouissement du versant sud déjà disponibles; la réflectance de la vitrinite de (Vincent, 2001) et les données U-Th/He et traces de fission sur apatite (Beamud et al., 2011 ; Fillon et al., 2013).

Le bassin d'Aquitaine enregistre les mouvements tectoniques développés pendant le cycle alpin, depuis les dépôts des séries sédimentaires marines durant l'extension crétacée sur la marge pyrénéenne jusqu'aux séries molassiques continentales lors de la compression pyrénéenne. Les premiers sédiments enregistrant la dynamique du bassin d'avant pays pyrénéen sont les séries marines de la transgression thanétienne (Paléocène supérieur), qui enregistrent un approfondissement du bassin à l'Ilerdien, de façon synchrone au bassin de l'Ebre (e.g. Biteau et al., 2006; Ford et al., 2016).

La sédimentation continentale du versant nord débute à l'est pendant l'Yprésien (52 Ma, Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016) puis prograde vers l'ouest, où la sédimentation continentale débute au Bartonien (Biteau et al., 2006). À l'est, cette sédimentation continue jusqu'à l'Oligocène supérieur et est interrompue par une surface d'érosion. La quantité de sédiments déposés pendant cette période est d'au moins 2000 m au pied de la chaîne (Ford et al., 2016). Vers l'ouest, où la tectonique pyrénéenne est plus récente, ces premiers sédiments sont redressés à la verticale (Azambre et al., 1989; Casteras, 1970; Paris et al., 1970) et finissent par disparaître plus à l'ouest (Alimen et al., 1963). Les poudingues continentaux oligo-miocènes de Jurançon se déposent en discordance sur cette série sédimentaire verticalisée. Les discordances progressives à l'intérieur de ces poudingues montrent leur caractère syn-tectonique du dépôt, affecté par l'activité du chevauchement frontal pyrénéen (e.g. Casteras, 1970). Les dépôts mio-pliocènes subhorizontaux du cône de Lannemezan puis les séries quaternaires antérieures à l'incision du "plateau de Lannemezan" reposent en discordance sur ces poudingues.

Tant les poudingues de la zone nord pyrénéenne (Palassou, Jurançon) que les conglomérats du versant sud pyrénéen sont formés de clastes très mal triés, indiquant un dépôt rapide dans un milieu torrentiel. Les premières séries conglomératiques enregistrées se déposent dans le bassin de l'Ebre à la fin du Lutétien, soit 10 Ma plus tard que dans le bassin d'Aquitaine (e.g. Beamud et al., 2011). Ces sédiments de piémont présentent des caractéristiques très proximales, témoignant d'une faible distance de transport : aussi bien dans le bassin d'Aquitaine que dans le bassin de l'Ebre, les conglomérats les plus grossiers sont présents dans les zones immédiatement adjacentes au chevauchement frontal nord pyrénéen, dans le cas du bassin d'Aquitaine, et de la zone axiale, dans le cas du bassin de l'Ebre. Dans les deux cas, le passage latéral aux séries à

granulométrie plus fine, incluant calcaires lacustres et dépôts évaporitiques, est très rapide (Alonso-Zarza et al., 2002; Biteau et al., 2006; Ford et al., 2016).

La topographie de la partie orientale du bassin d'Aquitaine, correspond à une surface d'érosion anté-quadernaire, les vallées actuelles recoupant indifféremment les séries sédimentaires verticalisées au sud et s'horizontalisant rapidement vers le nord. La présence de cette surface d'érosion et ses relations avec les séries sous-jacentes implique l'existence d'une certaine épaisseur de sédiment, aujourd'hui érodée, qu'il reste à quantifier, tout comme pour celle documentée pour le versant sud (Coney et al., 1996; Fillon et al., 2013).

3.2.2. Méthodologie

A l'aide de la thermochronologie basse température, il est possible d'estimer la quantité d'enfouissement sous des dépôts sédimentaires subie par les roches aujourd'hui exhumées dans les vallées. Cet enfouissement, quand il a eu lieu, est mis en évidence par des âges d'exhumation plus récents que l'âge du dépôt sédimentaire.

L'obtention d'un signal en utilisant des données U-Th/He sur apatite nécessite que l'épaisseur des sédiments à l'origine de l'enfouissement soit telle qu'elle permette d'atteindre une température minimale de 40°C, soit une épaisseur d'un plus de 1 km (en prenant un gradient géothermique en surface de l'ordre de 30°C/km). La structure du bassin d'Aquitaine ainsi que les données de traces de fission sur apatite présentant un reset partiel (Mouthereau et al., 2014), montrent que la probabilité d'avoir eu une épaisseur de sédiment importante dans le bassin est plus grande vers l'est, où l'âge des premiers dépôts est plus ancien et l'épaisseur des séries des poudingues plus importante qu'à l'ouest. Il est probable que les séries les plus anciennes du bassin d'Aquitaine, qui affleurent aujourd'hui immédiatement au nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen, aient pu enregistrer l'effet d'un enfouissement ultérieur, même si la localisation du dépôt-centre du bassin a évolué au cours du temps. En conséquence, nous avons effectué un échantillonnage systématique d'est en ouest de ces premières séries du bassin d'Aquitaine situées au pied de la chaîne, afin d'avoir la probabilité maximale de détecter un éventuel enfouissement et d'identifier un possible diachronisme entre l'est et l'ouest

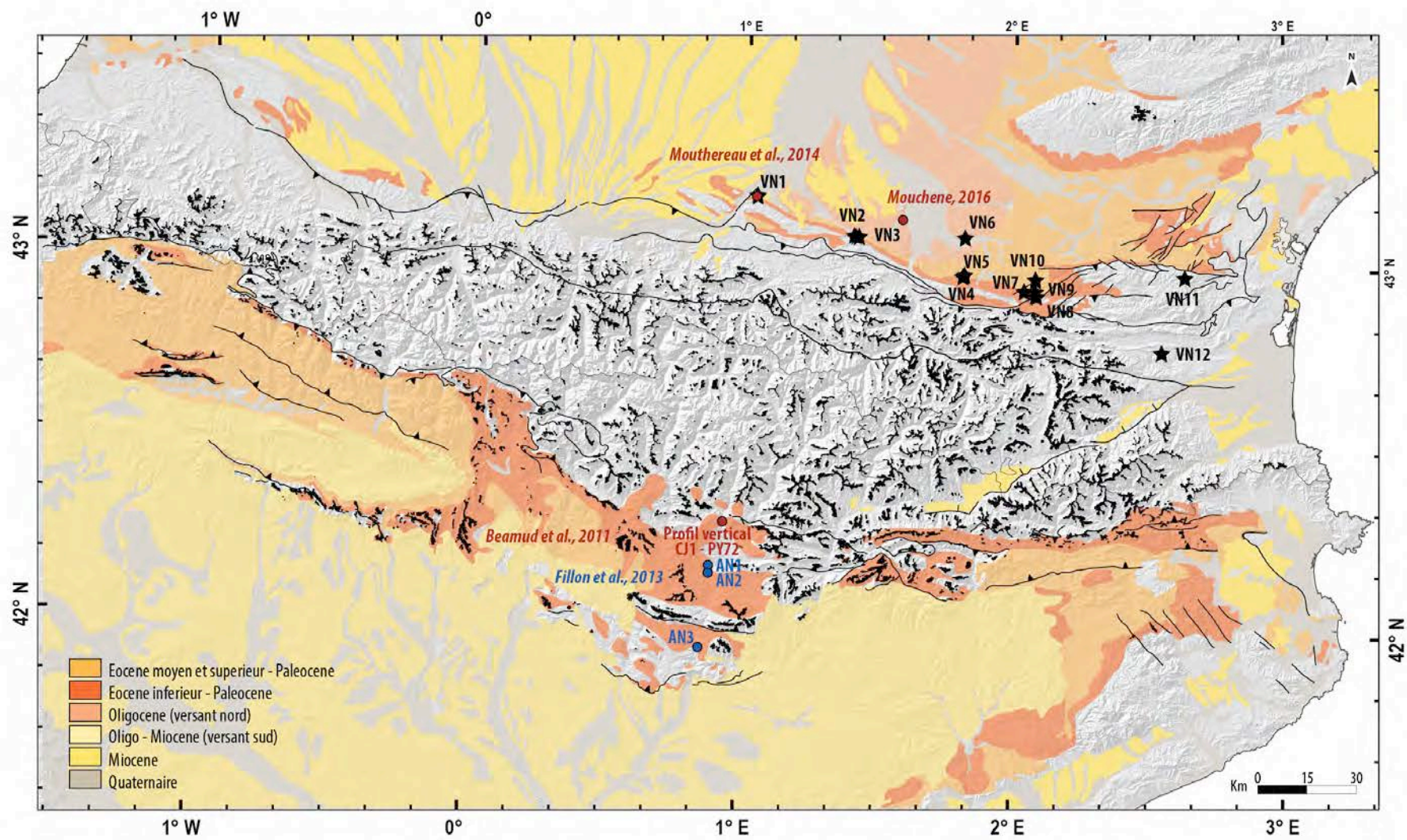


Figure 3.10: Carte montrant les données d'enfouissement disponibles dans la littérature au versant sud, en rouge les AFT et en bleu les AHe. En noir les échantillons collectés pour cette étude.

Nous avons prélevé 12 échantillons, 10 dans les sédiments du piémont et 2 dans des roches magmatiques, des rhyolites du massif du Mouthoumet et le granite de St. Arnac, à l'extrémité orientale des Pyrénées (figures 3.10 et 3.11). D'ouest en est nous avons systématiquement prélevés des échantillons situés à la transition entre dépôts marins et continentaux, datée de l'Ilerdien (VN2, VN5, VN7, VN8 et VN4) jusqu'à la base des poudingues de Palassou, datés du Bartonien (VN1, VN10 et VN3, VN6, VN9).

La préparation des sables a été réalisée au laboratoire de broyage de Géosciences Montpellier. La séparation des sables a été réalisée au laboratoire de séparation minérale de Géosciences Rennes. Les apatites extraites ont été envoyées pour l'analyse de l'U-Th/He au laboratoire de Géosciences Montpellier. Cette analyse est réalisée de la même façon que celle décrite par Romagny et al., (2014).

3.2.3. Premiers résultats

Sur ce total de 12 échantillons, 9 échantillons ont pu être broyés et 3 seulement présentaient des apatites sans inclusions, valables pour la datation avec la méthode U-Th/He sur apatite (VN1, VN2, VN5 échantillons en vert dans la figure 3.11). Parmi ces 3 échantillons contenant des apatites, l'une est situé à la base des Poudingues de Palassou (VN1), et les deux autres sont situés à la transition entre dépôts marins continentaux de l'Ilerdien (VN2, VN5). L'échantillon VN1 à fourni deux apatites sans inclusions, dont une consistant en un morceau avec une pyramide préservée (VN1C). Pour l'échantillon VN2, quatre apatites utilisables pour la datation ont été identifiées, toutes entières, tandis que deux apatites datables ont été trouvées pour l'échantillon VN5. La longueur des apatites est comprise entre 230 et 100 μm , et la largeur au minimum de 70 μm .

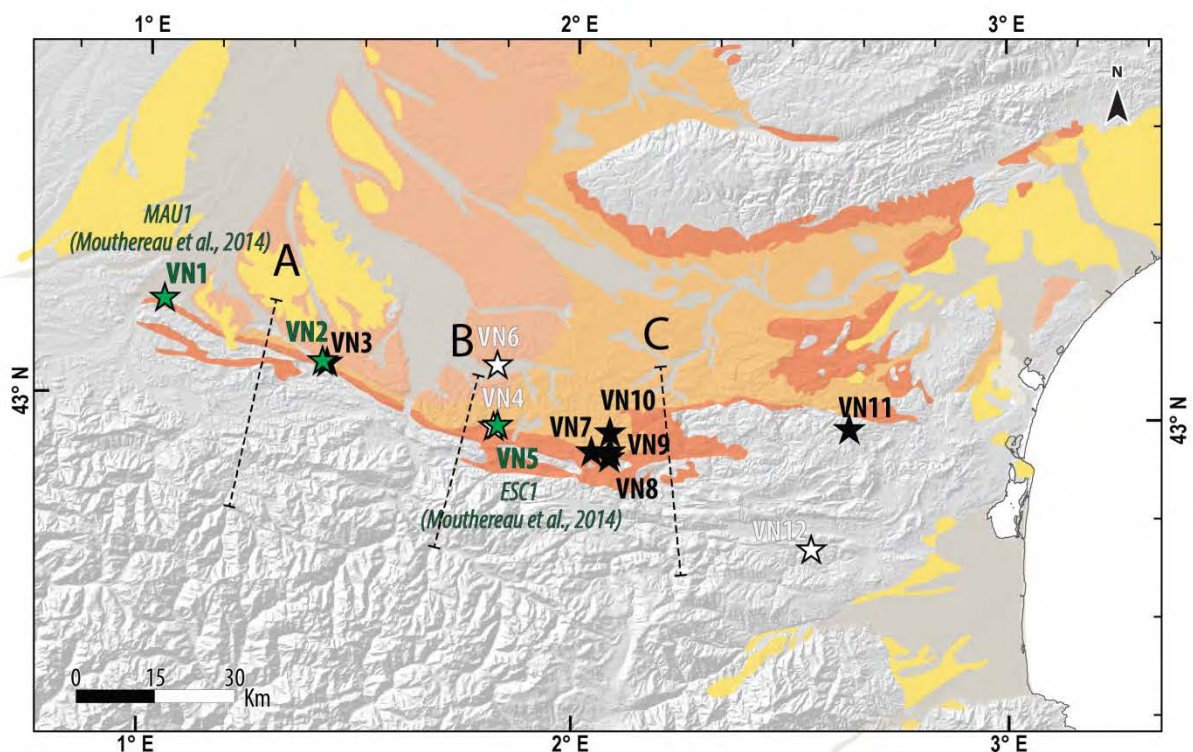


Figure 3.11: Carte montrant la localisation des échantillons collectés sur le terrain. Étoiles vides : échantillons collectées, Étoiles pleines : échantillons séparés. Étoiles vertes : échantillons avec des apatites datables. Étoiles rouges : échantillons sans apatites datables. Les traits A, B et C correspondent aux coupes représentées dans la littérature (Christophoul et al., 2003; Ford et al., 2016; Mouthereau et al., 2014).

Résultats des analyses

Les tableaux de données sont consignés en l'annexe 3. La correction de forme sur chaque grain a été calculée grâce au logiciel de Gautheron et al., (2012). L'échantillon prélevé à la base des poudingues de Palassou (VN1), d'âge bartonien (48.4 - 37.2 Ma) et situé à 262 m d'altitude, a fourni une apatite dont l'âge corrigé est synchrone de l'âge du dépôt (46.7 Ma) et une apatite d'âge plus ancien que l'âge de dépôt (73.7 Ma). L'âge synchrone de l'âge du dépôt a été obtenu sur l'apatite présentant un bord cassé. La concentration en Uranium et Thorium ("*effective Uranium*", [eU]) est très faible pour les deux apatites, 3 ppm pour l'apatite présentant un bord cassée et 13 ppm la seconde (figure 3.12). L'échantillon prélevé à la transition marin-continental

situé plus à l'ouest (VN2), d'âge ilerdien (55.8 - 48.6 Ma) et à 305 m d'altitude, présente aussi des âges synchrones du dépôt (50.1 Ma et 52.1 Ma) ainsi que des âges plus vieux que l'âge de dépôt (87.5 Ma et 60.7 Ma). La concentration en Uranium effectif [eU] est plus faible pour les âges synchrones (38 - 95 ppm) que les âges antérieurs au dépôt (252 -185 ppm) (figure 3.11). L'échantillon correspondant à la transition marin-continental située plus vers l'est (VN5), n'a fourni que deux âges plus vieux que l'âge de dépôt (113.3 Ma et 66.6 Ma).

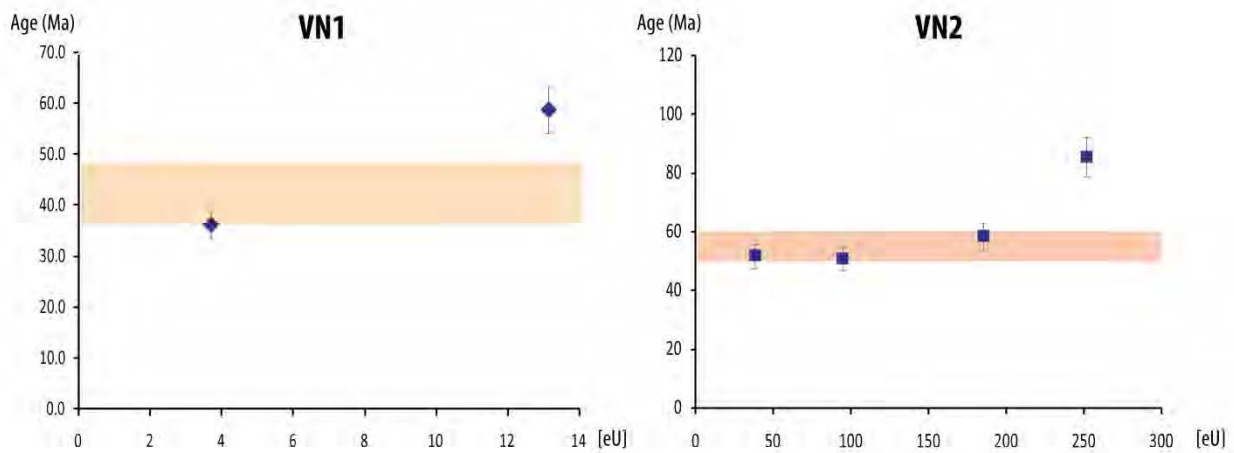


Figure 3.12 : Graphique âge - [eU] pour l'échantillon VN1 (à gauche) et VN2 (à droite). La zone colorée présente l'âge stratigraphique de la formation. La [eU] pour l'échantillon VN1 est très inférieure à la [eU] pour les apatites de l'échantillon VN2. Les âges les plus jeunes présentent des [eU] inférieures dans les deux cas.

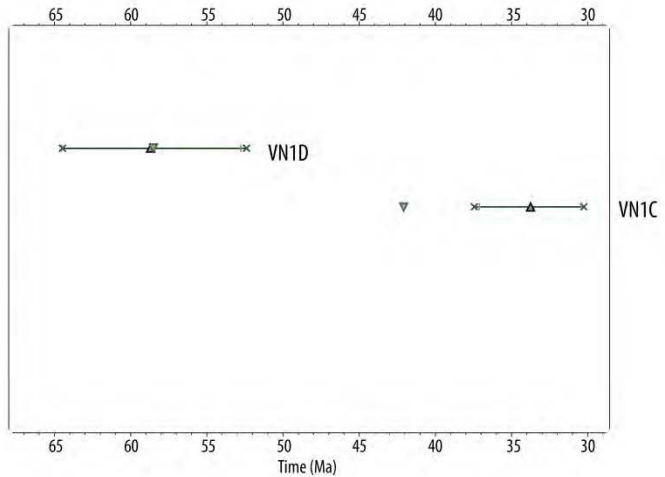
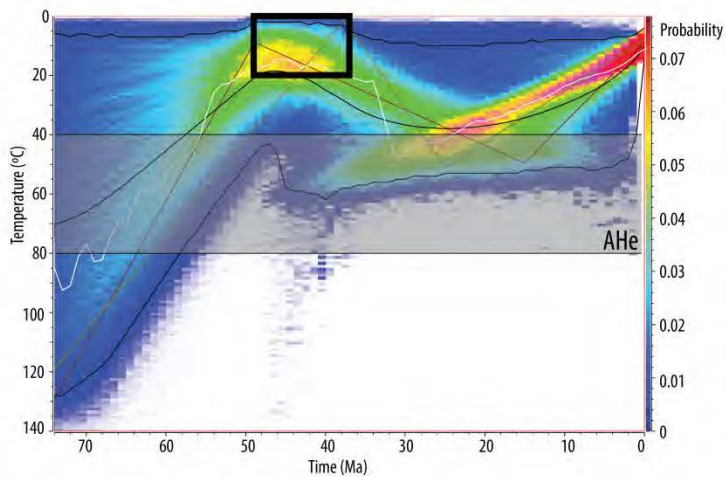
Les dommages cristallins (" *α -recoil*") liés à la concentration d'uranium effectif dans le réseau cristallin de l'apatite, génèrent des cavités où le ^4He reste piégé. Cette rétention de ^4He génère des âges qui sont globalement plus vieux que les âges réels, donnant une corrélation positive entre l'âge et [eU] dans les apatites (Shuster et al., 2006). Plus précisément, ce sont les défauts cristallins créés par les traces de fission qui génèrent plutôt cet effet, en faisant de la densité des traces le paramètre qui définit le mieux cette relation (e.g. Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). Dans le cas d'un réchauffement, l'effacement des traces génère la rediffusion de ^4He retenu (e.g. Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009).

Afin d'éclaircir l'effet de la concentration en Uranium effectif sur l'histoire thermique des échantillons VN1 et VN2 nous avons modélisée les données obtenues avec le logiciel "QTQt" (Gallagher, 2012a). Ce logiciel d'inversion des données thermochronologiques tient compte de ces modèles de diffusion. Nous avons d'abord réalisée deux modèles, un pour l'échantillon VN1, contenant des informations sur 2 apatites, et un pour l'échantillon VN2, contenant des informations sur 4 apatites (figure 3.13). L'absence de failles ou de structures majeures qui aurait pu différencier l'histoire thermique des deux échantillons nous laisse la possibilité de modéliser les échantillons VN1 et VN2 ensemble (figure 3.14). Les modèles calculent le chemin Tt le plus probable entre 74 Ma et l'actuel et jusqu'à 150 °C, les conditions de surface ont été définies à 10 ± 10 °C. L'âge stratigraphique pour l'échantillon VN1 est défini à 43 ± 6 et à 56 ± 4 pour l'échantillon VN2. Nous avons réalisé 200.000 itérations pour chaque modèle, suffisamment pour avoir une solution robuste.

Le modèle issu des données de l'échantillon VN1, situé à la base des poudingues de Palassou, montre une probabilité d'enfouissement postérieure au dépôt (20 - 30 Ma) jusqu'à des températures de 35 - 45 °C. Ce chemin Tt satisfait aux deux données obtenues (âges non corrigés à 36 et 58 Ma). Ce résultat n'est pas significatif étant donné le peu d'apatites et leur faible qualité dans le cas de cet échantillon. Les modèles réalisées pour l'échantillon VN2 montrent, avec une très faible probabilité (moins de 5%), une exhumation très rapide et avec juste avant le dépôt (60 - 52 Ma). Les âges prédits par le modèle sont corrigées par rapport à la corrélation âge - [eU] présentant des âges prédites autour de 41 Ma.

Le modèle intégrant les données obtenues pour les deux échantillons montre un enfouissement post dépôt pour els deux échantillons. Pour l'échantillons VN1 jusqu'à des temperatures de 35 - 45 °C à 20 Ma, au même moment que pour l'échantillon VN2 laquelle arrive à des températures plus faibles entre 25 et 35 °C. L'enfouissement de la VN2 n'est pas contraint par les données obtenues, sinon à considérer une même dynamique sur l'ensemble du piémont, ce qui est très probable (figure 3.13).

VN1 : Base Poudingues de Palassou (262 m)



VN2 : Transition marin continentale (305 m)

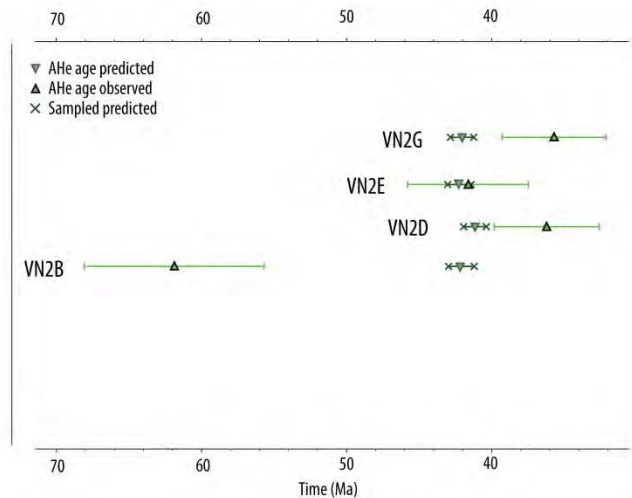
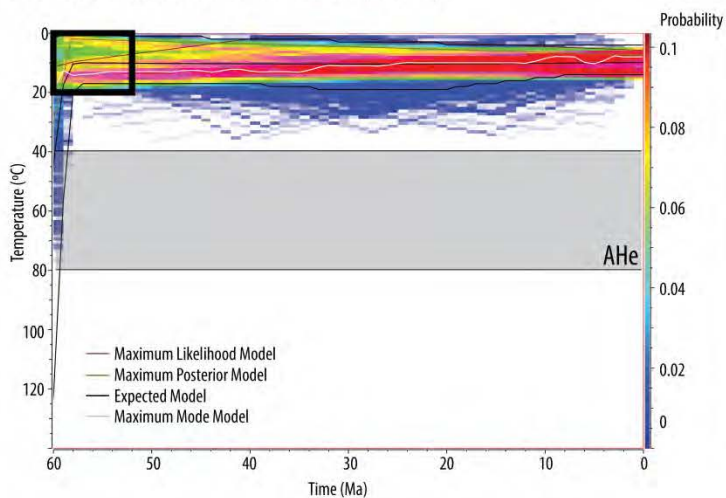
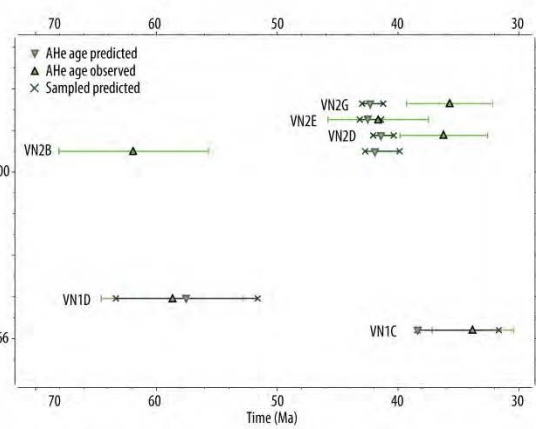
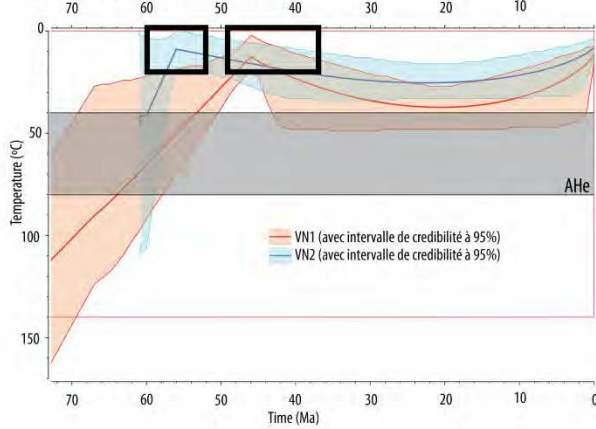
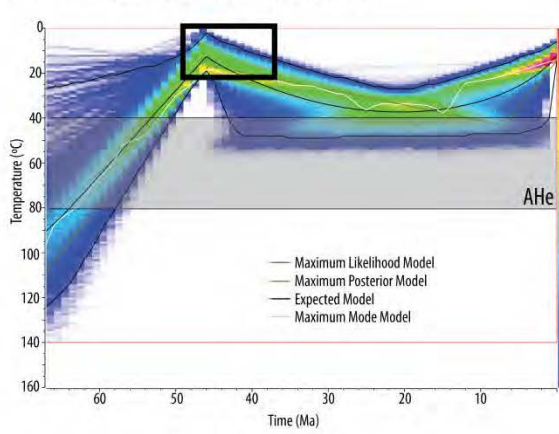


Figure 3.13: Modélisation réalisées avec QTQt avec les données U-Th/He obtenues.

Histoire thermique VN1 + VN2



VN1 : Base poudingues de Palassou (262 m)



VN2 : Transition marin continentale (305 m)

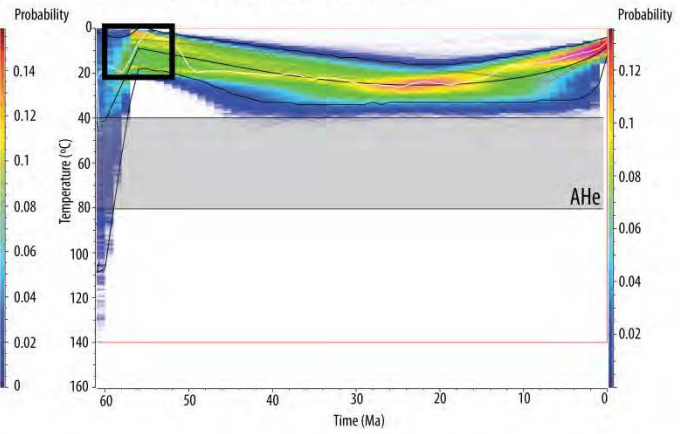


Figure 3.14: Modélisation réalisée avec QTQt avec les données U-Th/He obtenues pour les échantillons VN1 et VN2.

3.2.4. Interprétation et discussion

La faible quantité d'apatites analysées et leur qualité relativement médiocre ne permet pas de conclure. Cependant, le reset partiel de quelques apatites, ne nous permet pas d'écarter un enfouissement autour de 40°C du versant nord pyrénéen enregistré par certaines apatites autour de 30 - 20 Ma. Le même problème est détecté avec les données AFT, à partir desquelles certaines apatites montrent des âges plus jeunes que l'âge de dépôt (Mouchéné, 2016; Mouthereau et al., 2014). Ces résultats pourraient s'expliquer par un reset partiel des échantillons en raison d'un temps de résidence court aux températures d'autour de 40 °C. Ce temps de résidence court pourrait s'expliquer par la présence d'un système érosion-dépôt très dynamique, ou les premiers dépôts seraient postérieurement soulevés par l'effet de la tectonique, très active sur cette zone jusqu'à 30 Ma. La localisation des échantillons ayant fourni des apatites datables, prélevées dans des couches sédimentaires verticalisées, immédiatement au sud du front de déformation, peut corroborer cette interprétation.

Le fait que la sédimentation sur le piedmont du versant nord, comme sur le piedmont du versant sud, soit active jusqu'à l'Oligocène supérieur (25 Ma) et interrompue par une surface d'érosion, montre qu'une certaine épaisseur de sédiments a été érodée, la question étant de déterminer celle-ci. La quantité d'érosion en amont dans la chaîne depuis le dépôt des séries échantillonnées entre 60 et 40 Ma est non négligeable. Il est dans ces conditions tout à fait envisageable qu'une aggradation non négligeable de sédiments détritiques ait eu lieu sur le piedmont du versant sud, à la manière de ce qui s'est produit sur le piedmont du versant sud.

Si ces premiers résultats ne permettent pas de conclure, ils n'en encouragent pas moins la poursuite d'une telle investigation, indispensable pour mieux contraindre l'évolution post-tectonique des Pyrénées, en particulier concernant la dynamique de l'érosion et de la sédimentation détritique dans cette chaîne. En particulier, un échantillonnage vertical sur carotte, devrait pouvoir apporter une réponse non ambiguë à la question posée.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS

Cette thèse a été financée par le programme RGF (Référentiel Géologique de la France) du BRGM concernant les Pyrénées, dont l'objectif est d'évaluer en trois dimensions la structure superficielle et profonde de ce grand domaine géologique.

L'objectif premier de cette thèse était de réaliser une cartographie précise des surfaces à très faible relief localisées à haute altitude au sein de cette chaîne, lesquelles constituent sa principale caractéristique morphologique. Le second objectif était d'en expliquer le développement, en relation avec la structure profonde de la chaîne.

L'interprétation du développement de ces surfaces fait l'objet de deux modèles radicalement différents. S'ils s'accordent sur leur âge limite supérieur Miocène moyen, lequel est corroboré par les données thermochronologiques qui montrent une chute drastique des vitesses d'exhumation à partir de 30 Ma, ces modèles s'opposent néanmoins sur le mode de développement de cette paléo-pénéplaine.

- (1) Le premier modèle (e.g. Gunnell et al., 2008) s'appuie sur une interprétation classique du développement d'une pénéplaine qui stipule qu'elle serait le résultat d'un lissage de la topographie concomitant de la baisse de l'altitude moyenne jusqu'à un stade ultime proche du niveau marin. La présence de reliques d'une telle pénéplaine en altitude requiert en conséquence un soulèvement "post-tectonique".
- (2) Le second modèle (Babault et al., 2005) considère que l'aplanissement s'effectue en altitude consécutivement à la remontée du niveau de base de la chaîne. Cette remontée traduit par l'aggradation des produits d'érosion de la chaîne au pied de celle-ci. A l'inverse du premier, il ne requiert pas de soulèvement "post-tectonique" pour expliquer la haute altitude des reliques de cette pénéplaine, et permet, par ailleurs, la conservation d'une racine crustale sous celles-ci.

Les trois points majeurs auxquels devait répondre ce travail étaient les suivants :

- existe-il réellement des reliques de la pénéplaine pyrénéenne ailleurs que dans les Pyrénées orientales ? La première interprétation considère en effet (i) que ces surfaces aplanies ne peuvent exister que dans la partie orientale des Pyrénées, là où existe un amincissement crustal et lithosphérique importants, et (ii) que les surfaces aplanies dans la partie centrale sont d'origine glaciaire ;
- existe-t-il réellement un soulèvement de l'ordre de 2000 m postérieur au développement de la pénéplaine pyrénéenne ? Le second modèle considère que le soulèvement post-Miocène moyen des surfaces aplanies se limite à un rebond isostatique de quelques centaines de mètres en réponse à l'érosion globale de la chaîne ;
- quels processus profonds peuvent expliquer l'un ou l'autre des deux modèles ? Suivant le premier modèle, le soulèvement récent de 2000 m est provoqué par le détachement de la racine lithosphérique des Pyrénées Orientales. Il implique donc un découplage entre la lithosphère des Pyrénées Orientales et celle des Pyrénées Centrales dont l'empreinte en surface reste à mettre en évidence. Le second modèle suppose quant à lui une corrélation directe entre l'altitude actuelle des surfaces aplanies et la profondeur du Moho, sans implication du manteau lithosphérique.

La démarche utilisée pour répondre à ces trois questions s'articule autour de deux axes majeurs :

- (1) Une nouvelle méthodologie de cartographie a été développée afin de reconstituer la morphologie de la chaîne au Miocène moyen, à partir des surfaces à faible relief et haute altitude actuelles.
- (2) Les épaisseurs crustale et lithosphérique ont été déterminées à partir d'une approche simple qui tient compte des densités et des paramètres thermiques à l'intérieur de la lithosphère pyrénéenne et suppose que la chaîne est en équilibre isostatique et thermique.

Méthodologie de cartographie

La nouvelle méthodologie proposée dans ce travail pour cartographier les surfaces d'érosion des Pyrénées implique une double démarche : (i) l'identification sur le terrain des formes du paysage et (ii) la détermination des paramètres morphométriques qui permettent de différencier les formes identifiées. La détermination de ces paramètres permet une cartographie automatisée des surfaces. La validité de la méthode est contrôlée par le traitement statistique des valeurs de ces paramètres. La méthode permet en particulier de distinguer les surfaces d'érosion à faible relief des surfaces d'origine glaciaire. La fiabilité de la méthode est démontrée par sa capacité à identifier et caractériser toutes les surfaces préalablement cartographiées directement sur le terrain et décrites dans la littérature (figure C1).

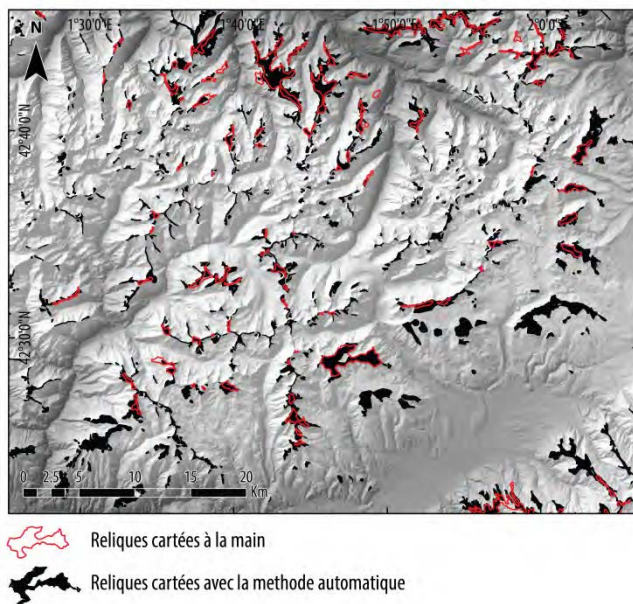


Figure C1: validation de la méthode de cartographie. Comparaison entre la cartographie manuelle (en rouge) et l'automatique (en noir).

La cartographie exhaustive de ces surfaces montre qu'elles sont présentes à travers toute la chaîne, en particulier au niveau des Pyrénées centrales. Le traitement statistique des paramètres morphométriques ne met pas en évidence l'existence de groupes distincts de surfaces, lesquels auraient pu suggérer l'existence d'une ou plusieurs générations de surfaces d'aplanissement.

A l'inverse, *l'interpolation 3D de ces surfaces montre qu'elles appartiennent à une surface d'aplanissement unique, aujourd'hui disséquée par l'érosion.*

Structure profonde des Pyrénées

La haute altitude actuelle des surfaces à faible relief des Pyrénées ne peut s'expliquer que par (i) un épaissement crustal ou (ii) un amincissement conséquent du manteau lithosphérique. Les données géophysiques (sismique longue écoute, tomographie, gravimétrie) ont montré depuis longtemps l'existence d'une racine crustale sous les Pyrénées ainsi qu'une diminution progressive vers l'ouest et l'est de l'épaisseur crustale. L'amincissement crustal vers l'est s'accompagne également d'un amincissement du manteau lithosphérique dont l'origine est liée à l'ouverture de la Méditerranée à l'Oligo-Miocène.

Par conséquent, nous avons testé si l'altitude moyenne actuelle de la chaîne (et donc de la surface de pénéplanation aujourd'hui disséquée) était compensée isostatiquement, à travers d'une modélisation des épaisseurs crustale et lithosphérique. Cette modélisation consiste en un approche simple en une dimension qui calcule ces épaisseurs à partir (i) des données topographiques et des anomalies du géoïde, (ii) du couplage à un modèle de densités et des paramètres thermiques, et (iii) en assumant que le système est en équilibre isostatique et thermique jusqu'à une profondeur de compensation à 300 km.

La corrélation entre les épaisseurs crustales modélisées avec des densités normales et les épaisseurs résultant des données sismiques nous indique que *l'altitude actuelle de la chaîne est compensée isostatiquement au niveau de la lithosphère*. La morphologie résultante des épaisseurs crustale et lithosphérique indique qu'il n'y a pas d'amincissement anormal du manteau lithosphérique à l'exception de la partie tout à fait orientale de la chaîne, là où elle disparaît finalement en mer (figure 2C).

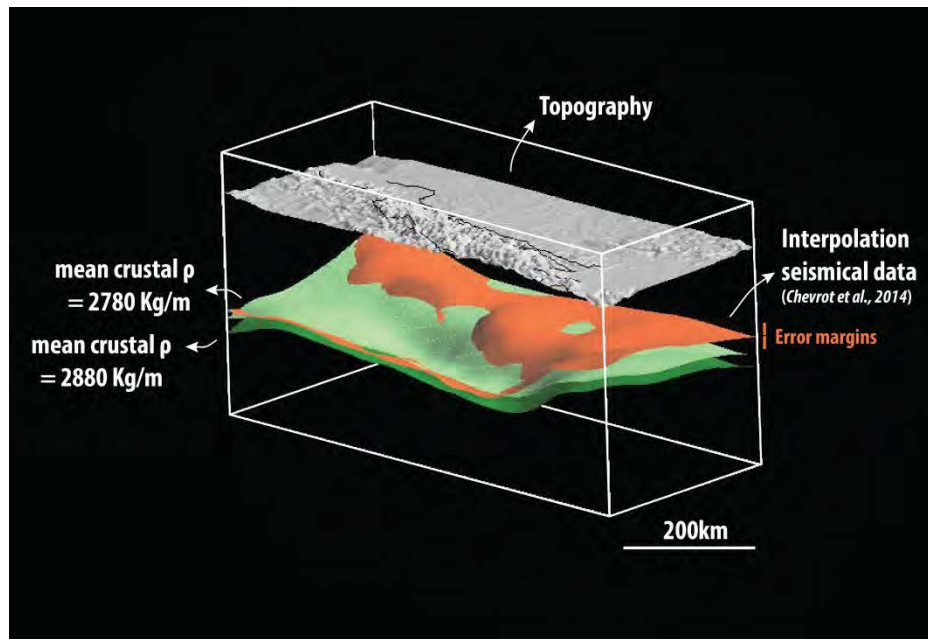


Figure C2 : Superposition entre la topographie actuelle, la surface du Moho extraite des données sismiques (Chevrot et al., 2014) et deux surfaces du Moho calculées avec le même modèle en utilisant deux densités de croute différentes.

Restauration de la pénélaine pyrénéenne à haute altitude du Miocène moyen

La présence d'une croute épaissie et en équilibre isostatique sous les reliques de la pénélaine pyrénéenne nous indique finalement que ces surfaces se sont formées en altitude et nous permet de restaurer la pénélaine pyrénéenne au miocène moyen en tenant compte de la structure en profondeur des Pyrénées.

Une pénélaine est, par définition, une surface où les vitesses d'érosion sont très faibles, et, au première ordre, les surfaces reliques sont des surfaces où l'érosion est nulle. Lors de sa dissection, les reliques subissent un rebond isostatique égal aux 5/6 de la quantité érodée. Une première estimation de la quantité érodée est donnée par la différence entre l'altitude moyenne actuelle et celle des surfaces reliques (en considérant, à juste titre, que l'altitude moyenne de la chaîne au Miocène moyen correspond à celle de la pénélaine). Lors de l'interpolation des reliques, nous avons tenu compte, dans un premier temps, de cet effet en considérant que la surface interpolée devait être toujours plus élevée que l'altitude moyenne actuelle d'une quantité

minimum égale à $1/6$ de la quantité érodée depuis le Miocène supérieur (figure C3 - *isostatic constraint*).

En considérant la présence de reliefs résiduels positifs entre certaines surfaces reliques, nous avons déterminé la quantité érodée depuis le Miocène moyen au niveau de ces massifs à partir des données thermochronologiques. L'importance du volume érodé sur certains massifs nous a conduits à considérer une correction isostatique très locale, positive, de l'altitude de la surface interpolée, égale à $1/6$ de la quantité érodée (figure C3 - *thermochronological constraint*). Cette correction permet de mettre une limite (très) supérieure à l'altitude atteinte par la surface d'interpolation.

Après avoir reconstitué la géométrie de la surface interpolée, nous avons abaissé celle-ci d'une quantité homogène égale à $5/6$ de la quantité érodée (résultat de la dissection post-Miocène moyen) afin de restaurer l'altitude réelle de la pénéplaine pyrénéenne du Miocène moyen.

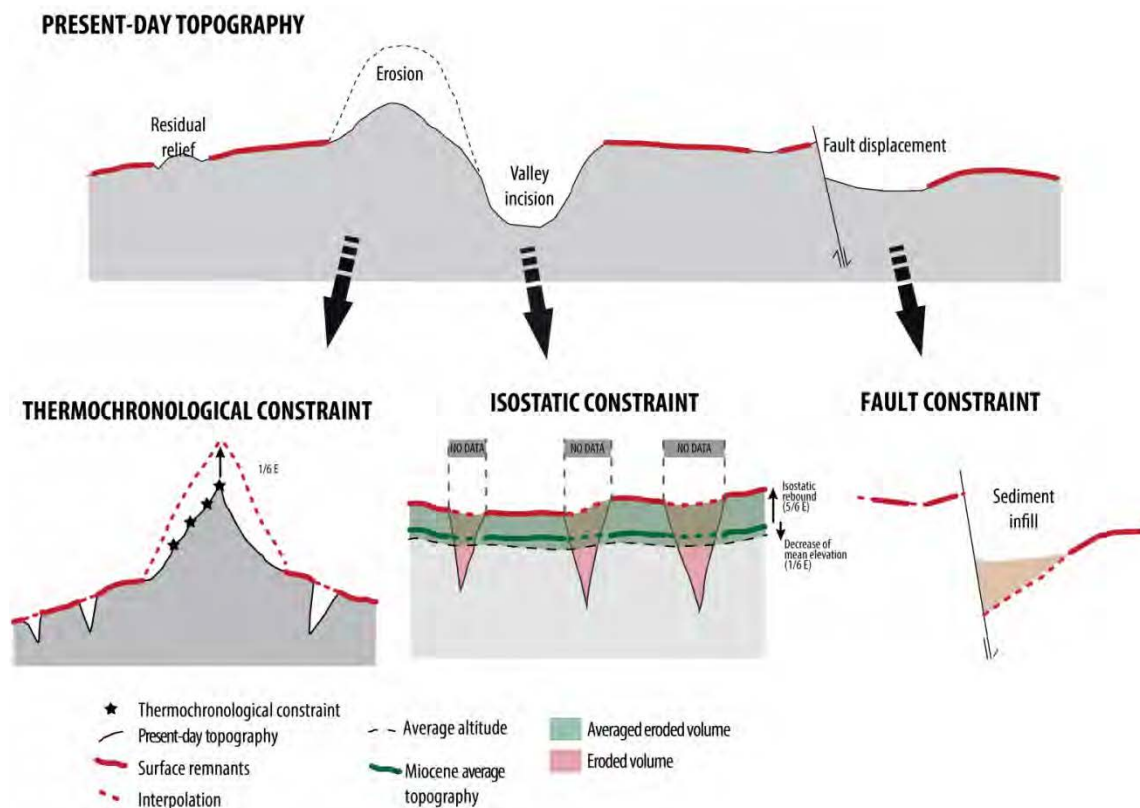


Figure C3: Méthode de restauration de la pénéplaine Pyrénéenne au miocène moyen.

Cette restauration qui tient compte de la structure profonde des Pyrénées, démontre que les surfaces à faible relief et haute altitude des Pyrénées sont les reliques d'une pénéplaine déjà localisée à haute altitude au Miocène moyen. Cela écarte l'hypothèse d'une pénéplation proche du niveau marin à cette même époque, un soulèvement post-tectonique de 2000 m des Pyrénées du Miocène supérieur Plio-Quaternaire. Finalement, cette restauration confirme que le développement de la pénéplaine à haute altitude des Pyrénées est sub-synchrone de l'épaississement crustal, traduisant ainsi l'inhibition progressive de l'érosion au cours de la construction de la chaîne qui permet la conservation d'une grande partie de sa racine depuis le Miocène moyen (figure C4).

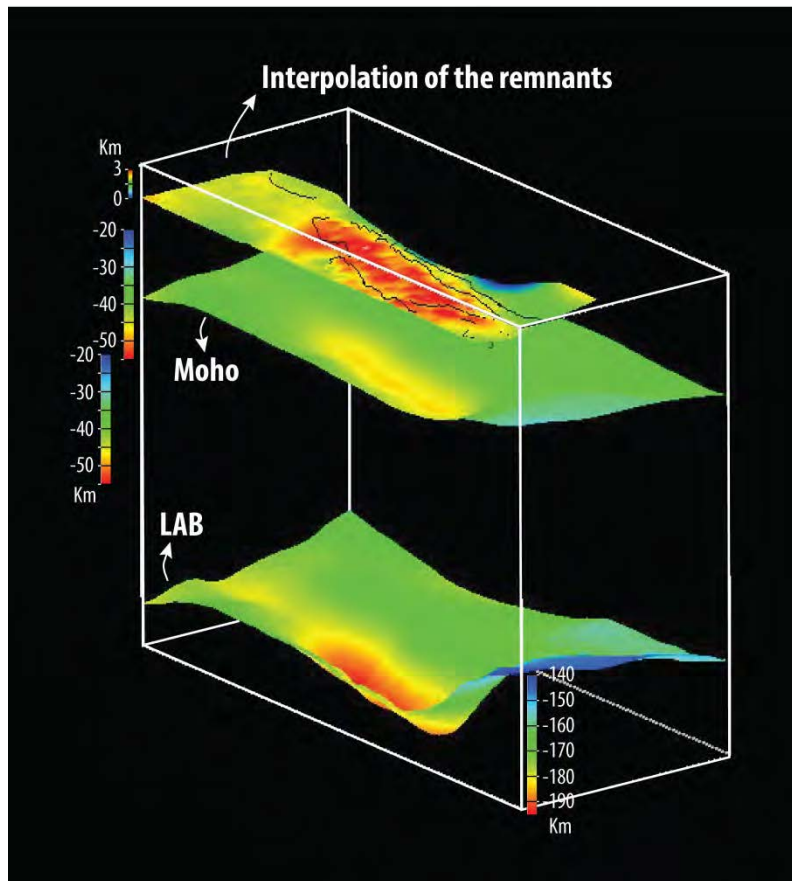


Figure C4 : Superposition des trois surfaces: pénéplaine restaurée, Moho et limite lithosphère-asthénosphère, les deux dernières réalisées avec le modèle isostatique 1D (Fullea et al., 2007).

PERSPECTIVES

Les résultats présentés dans cette thèse vont tous dans le sens du développement en haute altitude de la pénéplaine pyrénéenne. L'hypothèse avancée quant à la réalité d'un tel processus est l'inhibition progressive de l'érosion qui se traduit par une aggradation des produits d'érosion de la chaîne au pied de celle-ci. Si ce processus est aisément envisageable par l'observation des accumulations de sédiments détritiques jusqu'à des altitudes de 1900 m sur le flanc sud ainsi que par les données thermochronologiques montrant un enfouissement important du versant sud sous ces sédiments, il est moins évident concernant le flanc nord où l'aggradation des sédiments ne dépasse pas 700 m d'altitude. C'est pour cela que nous avons tenté une première approche thermochronologique afin d'essayer de déterminer la quantité d'enfouissement qu'a pu subir le flanc nord. Des résultats préliminaires ont laissé entrevoir un signal de cet enfouissement. Dans l'état actuel de nos investigations, aucune conclusion n'est possible, notamment du fait de la trop faible quantité et de la médiocre qualité des échantillons analysés. Il est néanmoins clair que l'hypothèse soutenue au sein de cette thèse pourrait être très utilement testée par une étude thermochronologique poussée visant à déterminer le degré d'enfouissement du versant nord au Miocène moyen.

Comment s'enregistre, dans le temps et l'espace, cette évolution remarquable de la morphologie des Pyrénées dans la sédimentation des deux bassins d'avant-pays de l'Ebre et d'Aquitaine est un autre enjeu majeur. Les Pyrénées et ses deux avant-pays sont ainsi une cible privilégiée vis à vis des thématiques "source-to-sink".

Finalement, l'exemple des Pyrénées montre que la résolution des problématiques de "surface" ne peuvent s'affranchir de ce qui se passe "en profondeur", de la même manière que l'étude de processus profonds doivent être réalisées en tenant compte de leurs impacts sur la surface.

REFERENCES

- Alimen, H., Crouzel, F., Debourle, A., Fourmentaux, J., Henry, J., Shoeffler, M.J., Cu villier, J., Delmas, M., Deloffre, R., Delbushaye, J., et al. (1963). Carte géologique de la France 1:50.000. PAU (1029).
- Alonso-Zarza, A., Armenteros, I., Braga, J., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E., Aguirre, J., Alonso-Gavilán, G., Arenas, C., Baceta, J., et al. (2002). The Geology of Spain. In Geological Society, London, pp. 293–334.
- Alvarez, W., Cocozza, T., and C. Wezel, F. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature* 248, 309–314.
- Azambre, B., Crouzel, F., Debroas, E.-J., Soulé, J.-C., et Ternet, Y. (1989). Carte géologique de la France 1:50.000. BAGNÈRES-DE-BIGORRE (1053).
- Babault, J., et Van Den Driessche, J. (2005). L'érosion des chaînes de montagnes : influence de la sédimentation de piedmont. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1431–1438.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., and Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, TC2010.
- Babault, J., Bonnet, S., Van Den Driessche, J., and Crave, A. (2007). High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova* 19, 272–277.
- Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., and Metcalf, J.R. (2011). Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Res.* 23, 309–331.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., and Phillippe, F. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 8121–8145.
- Berberian, M. (1995). Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193–224.
- Bird, P. (1984). Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. *Tectonics* 3, 741–758.
- Birot, P. (1937). Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales Franco-Espagnoles. Faculté des lettres de l'Université de Paris.

Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., and Masset, J.-M. (2006). The Aquitaine Basin. *Pet. Geosci.* 12, 247–273.

Bosch, G.V., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier De Veslud, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., and Baudin, T. (2016a). Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. *ComptesRendusGeosci.* 348, 194-202.

Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., and Monié, P. (2016b). Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and ChaînonsBéarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *ComptesRendusGeosci.* 348, 246–256.

Brandon, M.T., and Vance, J.A. (1992). Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *Am. J. Sci.* 292, 565–565.

Braun, J. (2002). Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.* 200, 331–343.

Braun, J. (2003). Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Comput. Geosci.* 29, 787–794.

Braun, J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nat. Geosci.* 3, 825–833.

Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., and Prigent, C. (2012). Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. *Tectonophysics* 524–525, 1–28.

Brown, D.G., Lusch, D.P., and Duda, K.A. (1998). Supervised classification of types of glaciated landscapes using digital elevation data. *Geomorphology* 21, 233–250.

Burbank, D.W., Puigdefàbregas, C., and Muñoz, J.A. (1992). The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 1101–1120.

Calvet, M. (1996). *Morphogenèsed'une Montagne méditerranéenne: Les PyrénéesOrientales*. Editions BRGM. Université de Perpignan.

Calvet, M., and Gunnell, Y. (2008). Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 296, 147–166.

Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M., and Muñoz, J.A. (2011). Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data: Lithospheric characterization of Central Pyrenees. *Terra Nova* 23, 213–219.

Campanyà, J., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M., and Muñoz, J.A. (2012). New geoelectrical characterisation of a continental collision zone in the West-Central Pyrenees: Constraints from long period and broadband magnetotellurics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 333–334, 112–121.

Carballo, A., Fernandez, M., Torne, M., Jiménez-Munt, I., and Villaseñor, A. (2015). Thermal and petrophysical characterization of the lithospheric mantle along the northeastern Iberia geo-transect. *Gondwana Res.* 27, 1430–1445.

Carretier, S., and Lucazeau, F. (2005). How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Res.* 17, 361–381.

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., and Adam, C.R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 65–78.

Casteras, M. (1970). Carte géologique de la France 1:50.000. LOURDES (1052).

Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Poujol, M., Ringenbach, J.-C., and Ballard, J.-F. (2016). New sedimentological, structural and paleo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Geosci.* 348, 312–321.

Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougoulat, G., Delmas, P., de Saint Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., et al. (2014). High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 6399–6420.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., and the PYROPE Working Group (2015). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophys. J. Int.* 200, 1094–1105.

Choukroune, P., and ECORS Team (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23–39.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., and ECORS PYRENEES TEAM (1990). Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411–423.

Christophoul, F., Soula, J.-C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., and Déramond, 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. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 208, 229–252.

Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., and de St Blanquat, M. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth* 6, 643–668.

Coney, P.J., Muñoz, J.A., McClay, K.R., and Evenchick, C.A. (1996). Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold–thrust belt. *J. Geol. Soc.* 153, 9–16.

CRECIT, and Euroconsult (2005). Mapa Geomorphologic d'Andorra.

Davis, W.M. (1899). The geographical cycle. *Geogr. J.* 14, 481–504.

De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., et al. (2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology* 186, 39–49.

De Sitter, L.U. (1952). Pliocene uplift of tertiary mountain chains. *Am. J. Sci.* 250, 297–307.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B., and Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3137–3180.

Eaton, D.W., Darbyshire, F., Evans, R.L., Grütter, H., Jones, A.G., and Yuan, X. (2009). The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons. *Lithos* 109, 1–22.

Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., and Lesemann, J.-E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460, 884–887.

Egholm, D.L., Pedersen, V.K., Knudsen, M.F., and Larsen, N.K. (2012). Coupling the flow of ice, water, and sediment in a glacial landscape evolution model. *Geomorphology* 141–142, 47–66.

Epis, R., Scott, G., Taylor, R., and Chapin, C. (1980). Summary of Cenozoic geomorphic, volcanic and tectonic features of central Colorado and adjoining areas. *Colo. Geol.* 135–156.

Erdős, Z., Van Der Beek, P., and Huisman, R.S. (2014). Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics* 33.

Farley, K.A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res.* 105, 2903–2914.

Fillon, C., and Van DerBeek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Res.* 24, 418–436.

Fillon, C., Gautheron, C., and van der Beek, P. (2013). Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *J. Geol. Soc.* 170, 67–77.

Finkl, C.W., Benedet, L., and Andrews, J.L. (2005). Interpretation of seabed geomorphology based on spatial analysis of high-density airborne laser bathymetry. *J. Coast. Res.* 21, 501–514.

Fischer, K.M., Ford, H.A., Abt, D.L., and Rychert, C.A. (2010). The Lithosphere-Asthenosphere Boundary. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 38, 551–575.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., and Farley, K.A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., and Christophoul, F. (2016). Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *J. Geol. Soc.* 173, 419–437.

Gallagher, K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136.3, 421–435.

Gallagher, K. (2012a). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, B02408.

Gallagher, K. (2012b). Uplift, denudation, and their causes and constraints over geological timescales. In *Phanerozoic Regional Geology of the World*, (Elsevier), pp. 608–644.

Galland, J.C., and Wilson, J.P. (2000). Primary topographic attributes. In *Terrain Analysis: Principles and Applications*, (Wiley, New York: Wilson, J.P., Galland, J.C.), pp. 51–85

Gallard, J., Díaz, J., Nercessian, A., Mauffret, A., and Dos Reis, T. (2001). The eastern end of the Pyrenees: Seismic features at the transition to the NW Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2277–2280.

Garcia-castellanos, D. (2007). The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 372–390.

Garcia-Castellanos, D., and Jiménez-Munt, I. (2015). Topographic Evolution and Climate Aridification during Continental Collision: Insights from Computer Simulations. *PLOS ONE* 10, e0132252.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chem. Geol.* 266, 157–170.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., and Dobson, K.J. (2012). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 96, 44–56.

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., and Stuart, F.M. (2007). Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Res.* 19, 323–334.

- Golberg, J.M., and Leyreloup, A.F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 194–207.
- Golberg, J.M., Maluski, H., and Leyreloup, A.F. (1986). Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics* 129, 275–290.
- Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B.N.P., Tejero, R., and Ruiz, J. (2011). Crustal structure from gravity signatures in the Iberian Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1247–1257.
- Goron, L. (1941). *Les pré-pyrénées sariégeoises et garonnaises. Essai d'étude morphogénique d'une chaîne de montagne.* Université de Toulouse.
- Guisan, A., Weiss, S.B., and Weiss, A.D. (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecol.* 143, 107–122.
- Gunnell, Y., and Calvet, M. (2006). Comment on “Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain” by Julien Babault, Jean Van Den Driessche, Stéphane Bonnet, Sébastien Castellort, and Alain Crave. *Tectonics* 25, TC3003.
- Gunnell, Y., Zeyen, H., and Calvet, M. (2008). Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 276, 302–313.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., and Zeyen, H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 278, 208–218.
- Hack, J.T. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.* 258, 80–97.
- Hall, A.M., and Kleman, J. (2014). Glacial and periglacial buzzsaws: fitting mechanisms to metaphors. *Quat. Res.* 81, 189–192.
- Hall, A.M., Ebert, K., Kleman, J., Nesje, A., and Ottesen, D. (2013a). Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. *Geology* 41, 1203–1206.
- Hall, A.M., Ebert, K., and Hättestrand, C. (2013b). Pre-Glacial Landform Inheritance in a Glaciated Shield Landscape: Pre-Glacial Landform Inheritance in a Glaciated Shield Landscape. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 95, 33–49.
- Hasebe, N., Tagami, T., and Nishimura, S. (1994). Towards zircon fission-track thermochronology: Reference framework for confined track length measurements. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 112, 169–178.
- Hengl, T., and Reuter, H.I. (2009). *Geomorphometry concepts, software, applications* (Amsterdam; Oxford: Elsevier).

- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., and Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: Extreme crustal thinning in the Pyrennees. *Tectonics* 28, TC4012.
- Jenness Enterprises (2009). Topographic position index. Version 1.3a.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., and Campani, M. (2007). Thermochemistry constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain): Propagation of South Pyrenean prism. *Tectonics* 26, TC5007.
- Ketchum, R.A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochemistry Data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314.
- Kleinsmiede, W.F.J. (1960). Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geol. Meded.* 25, 129–245.
- Kooi, H., and Beaumont, C. (1996). Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal Geophys. Res.* 22, 3361–3386.
- Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., and Lahfid, A. (2016). Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: An example from the south Pyrenean thrust belt: JACA THRUST-SHEET-TOP BASIN. *Tectonics* 35, 1280–1313.
- Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.-L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: Cretaceous exhumation of Pyrenean mantle. *Terra Nova* 20, 11–21.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., and Gleadow, A.J.M. (1987). Thermal annealing of Fission tracks in Apatite. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 65, 1–13.
- Lavé, J., and Avouac, J.P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 105, 5735–5770.
- Leonard, E.M. (2002). Geomorphic and tectonic forcing of late Cenozoic warping of the Colorado piedmont. *Geology* 30, 595–598.
- Liu, M., Hu, Y., Chang, Y., He, X., and Zhang, W. (2009). Land Use and Land Cover Change Analysis and Prediction in the Upper Reaches of the Minjiang River, China. *Environ. Manage.* 43, 899–907.
- Liu-Zeng, J., Tapponier, P., Gaudemer, Y., and Ding, L. (2008). Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113.
- Lynn, G.J. (2005). Macrogeomorphology and erosional history of the postorogenic Pyrenean mountain belt. University of Edinburg.

Mallet, J.L. (1992). Gocad: a computer aided design program for geological applications. In *Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems*, pp. 123–141.

Mallet, J.L. (2002). *Geomodeling* (New York).

Maurel, O., Brunel, M., et Monié, P. (2002). Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus Geosci.* 334, 941–948.

Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., and Jolivet, M. (2007). The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.* 97, 565–584.

McGarigal, K., Tagil, S., and Cushman, S.A. (2009). Surface metrics: an alternative to patch metrics for the quantification of landscape structure. *Landsc. Ecol.* 24, 433–450.

McMillan, M.E., Angevine, C.L., and Heller, P.L. (2002). Postdepositional tilt of the Miocene-Pliocene Ogallala Group on the western Great Plains: Evidence of late Cenozoic uplift of the Rocky Mountains. *Geology* 30, 63–66.

Meigs, A.J., Vergés, J., and Burbank, D.W. (1996). Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 1608–1625.

Meresse, F. (2010). Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental: évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la zone axiale et des piedmonts des Pyrénées centro-occidentales. Université de Montpellier II. Sciences et Techniques du Languedoc.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., and 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 Planet. Sci. Lett.* 287, 488–503.

Molnar, P., and England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34.

Molnar, P., and Houseman, G.A. (2013). Rayleigh–Taylor instability, lithospheric dynamics, surface topography at convergent mountain belts, and gravity anomalies. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2544–2557.

Monod, B., Regard, V., Carcone, J., Wyns, R., and Christophoul, F. (2016). Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records. *Comptes Rendus Geosci.* 348, 184–193.

Morris, R.G., Sinclair, H.D., and Yelland, A.J. (1998). Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Res.* 10, 69–85.

Mouchéné, M. (2016). Evolution port-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées. Université de Grenoble - Alpes.

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castellort, S., Christophoul, F., and Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence: Plate convergence in the Pyrenees. *Tectonics* 33, 2014TC003663.

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust Tectonics*, (Chapman & Hall, London: Mc Clay, K.R.), pp. 235–246.

Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., and Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics* 453, 246–262.

Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., and Santanach, P. (2013). Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *J. Geol. Soc.* 170, 79–92.

Oskin, M., and Burbank, D.W. (2005). Alpine landscape evolution dominated by cirque retreat. *Geology* 33, 933–936.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., and Oliva, M. (2015). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116–129.

Paris, J.P., Appert, G., Bugnicourt, D., Carbonnier, A., Dumon, E., Gorce, P., de Jekhowski, J., Michel, P., Nougarede, G., Saint-Martin, L., et al. (1970). Carte géologique de la France 1:50.000. St-GAUDENS (1055).

Penck, W. (1924). *Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms)*.

Pike, R.J. (1988). The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. *Math. Geol.* 20, 491–511.

Pous, J., Ledo, J., Marcuello, A., and Daignières, M. (1995). Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 121, 750–762.

Prima, O.D.A., and Yoshida, T. (2010). Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness. *Geomorphology* 118, 22–32.

Prima, O.D.A., Echigo, A., Yokoyama, R., and Yoshida, T. (2006). Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology* 78, 373–386.

- Reiners, P.W., Farley, K.A., and Hickes, H.J. (2002). He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics* 349, 297–308.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., and Zanetti, K.A. (2004). Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887.
- Rivero, L., Pinto, V., and Casas, A. (2002). Moho depth structure of the eastern part of the Pyrenean belt derived from gravity data. *J. Geodyn.* 33, 315–332.
- Roest, W.R., and Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19, 613–616.
- Romagny, A., Ph. Münch, Cornée, J.-J., Corsini, M., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M.C., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monié, P., et al. (2014). Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. *J. Geodyn.* 77, 39–55.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Roure, F., Choucroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., and Deramond, J. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41–50.
- Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., and Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science* 276, 788–790.
- Rushlow, C.R., Barnes, J.B., Ehlers, T.A., and Vergés, J. (2013). Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. *Tectonics* 32, 843–860.
- Seijmonsbergen, A.C. (2013). 14.4 The Modern Geomorphological Map. In *Treatise on Geomorphology*, (Elsevier), pp. 35–52.
- Seranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 156, 15–36.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., and Farley, K.A. (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 148–161.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., and Morris, G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.* 305, 369–406.
- Sklar, L.S., and Dietrich, W.E. (2001). Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29, 1087–1090.

Soler, M., and Puigdefàbregas, C. (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental.

Souriau, A., and Granet, M. (1995). A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.* 1000, 117–134.

Souriau, A., Chevrot, S., and Olivera, C. (2008). A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics* 460, 206–214.

Tagil, S., and Jenness, J. (2008). GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *J. Appl. Sci.* 8, 910–921.

Teixell, A. (1996). The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc.* 153, 301–310.

Teixell, A., Labaume, P., and Lagabrielle, Y. (2016). The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus Geosci.* 348, 257–267.

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., and Rivero, A. (1989). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics* 165, 105–116.

Torne, M., Fernández, M., Vergés, J., Ayala, C., Salas, M.C., Jimenez-Munt, I., Buffett, G.G., and Díaz, J. (2015). Crust and mantle lithospheric structure of the Iberian Peninsula deduced from potential field modeling and thermal analysis. *Tectonophysics* 663, 419–433.

Tweto, O. (1975). Laramide (late Cretaceous-early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Mem.* 144, 1–44.

Vacher, P., and Souriau, A. (2001). A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. *Geophys. J. Int.* 145, 460–470.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., and Lahfid, A. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 408, 296–306.

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., et al. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees: cooling history of the northern Pyrenees. *Tectonics* 35, 907–933.

Vergés, J., and Burbank, D. (1996). Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). *Tert. Basins Spain Camb. Univ. Press World Reg. Geol. E* 11, 120–133.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Pet. Geol.* 12, 903–915.

Vergés, J., Fernández, M., and Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *J Virtual Explor* 8, 57–76.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., and Rahn, M.K. (2008). Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 316–329.

Vernon, A.J., van der Beek, P.A., and Sinclair, H.D. (2009). Spatial correlation between long-term exhumation rates and present-day forcing parameters in the western European Alps. *Geology* 37, 859–862.

Viers, G. (1960). *Le relief des Pyrénées occidentales et leurs piémont. Pays Basque français et Barétous.* Private edition.

Vincent, S.J. (2001). The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. *Sedimentology* 48, 1235–1276.

Weiss, A. (2001a). Topographic position and landforms analysis. In Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA, pp. 200–200.

Weiss, A.D. (2001b). Topographic Position and Landforms Analysis. Poster.

Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., and Allen, P.A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *Am. J. Sci.* 311, 442–482.

Wilson, J.P., and Gallant (2000). *Terrain Analysis. Principles and Applications.*

Yang, R., Willett, S.D., and Goren, L. (2015). In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. *Nature* 520, 526–529.

Yelland, A. (1990). Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17, 293–299.

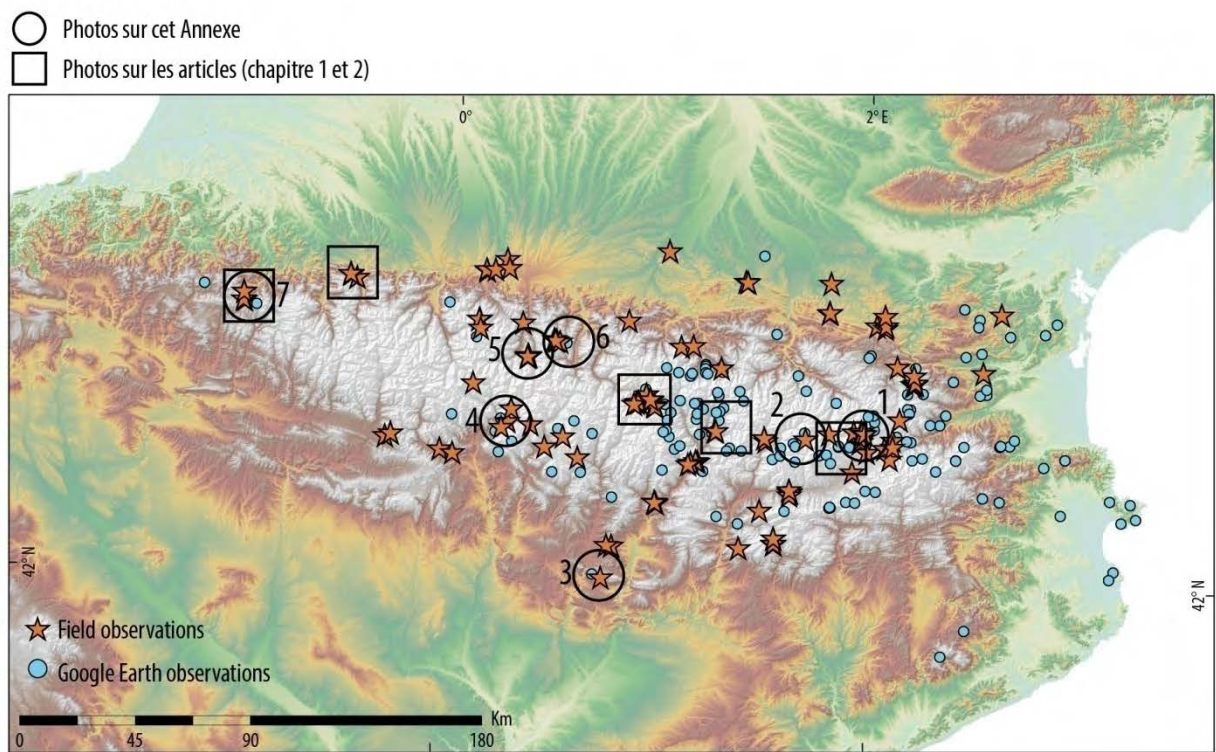
Yokoyama, R., Shirasawa, M., and Pike, R.J. (2002). Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 68, 257–266.

Zandvliet, J. (1960). The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.* 25, 1–127.

Zeyen, H., and Fernandez, M. (1994). Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotransect. *J. Geophys. Res.* 99, 18089–18102.

ANNEXE 1

Photographies des reliques de la pénélaine pyrénéenne sur le terrain



1. Massif du Carlit

Zone Axiale.

Sur le granite de Mont Louis et des métasédiments paléozoïques



2. Pas de la Case (Andorre)

Zone Axiale, sur la ligne de partage des eaux.

Sur le granit de Mont Louis et des métasédiments paléozoïques





3. Montsec

Zone Sud Pyrénéenne.
Sur les calcaires cretacés.



4. Gistaín

Limite entre Zone Axiale et Zone Sud Pyreneenne.
Sur metasediments paléozoïques et triasiques



5. Sant Lary

Pyrénées centro-occidentales, Zone Axiale, versant nord
Sur metasediments paleozoiques



6. Bagnères de Luchon

Pyrénées centro-occidentales, Zone Axiale, versant nord
Sur metasediments paléozoïques



7. Port de Bezula

Pyrénées occidentales, Zone Axiale, sur la ligne de partage des eaux
Sur les flysh eocenes plissés.



ANNEXE 2

TIMING OF EOCENE-MIOCENE THRUST ACTIVITY IN THE WESTERN AXIAL ZONE AND CHAÎNONS BÉARNAIS (WEST-CENTRAL PYRENEES) REVEALED BY MULTI-METHOD THERMOCHRONOLOGY

Gemma V. Bosch^{1,2*}, Antonio Teixell³, Marc Jolivet¹, Pierre Labaume⁴, Daniel Stockli⁵,

Mireia Domènech³, Patrick Monié⁴

¹Géosciences Rennes, Université Rennes 1-CNRS, 35042 Rennes, France

²BRGM, 45100 Orléans, France

³Dept. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain

⁴Géosciences Montpellier, Université de Montpellier-CNRS, 34095 Montpellier, France

⁵Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX 78759, United States

Published in *Comptes rendus Geosciences*



Tectonics, Tectonophysics

Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology

Gemma V. Bosch^{a,b,*}, Antonio Teixell^c, Marc Jolivet^a, Pierre Labaume^d, Daniel Stockli^e, Mireia Domènech^c, Patrick Monié^d

^a Géosciences Rennes, Université Rennes-1, CNRS, 35042 Rennes, France

^b BRGM, 45100 Orléans, France

^c Department de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Spain

^d Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, CNRS, 34095 Montpellier, France

^e Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX 78759, United States

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 November 2015

Accepted after revision 1st January 2016

Available online 30 March 2016

Handled by Yves Lagabrielle

Keywords:

Thermochronology

Apatite fission tracks

Apatite and zircon (U–Th)/He

Thrusting

Pyrenees

ABSTRACT

We present new apatite (U–Th)/He (AHe), apatite fission track (AFT) and zircon (U–Th)/He (ZHe) data to unravel the timing of exhumation and thrusting in the western Axial Zone of the Pyrenees and the adjacent North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais). In the north, ZHe data yield cooling signals between 26 and 50 Ma in the Chaînons Béarnais, which are consistent with the onset of thrust-related cooling in the neighboring Mauléon Basin modeled by previous authors. Non-reset Triassic ages are found in the footwall of the North Pyrenean Frontal thrust (Aquitaine Basin). To the south, similar ZHe ages in both the hanging wall and footwall of the Lakora thrust record Late Eocene to Oligocene cooling that we attribute to the activity of the Gavarnie thrust. Thermal modeling of samples from the Lakora thrust hanging wall indicates cooling from Early Eocene times, recording activity of the Lakora thrust. Paleozoic detrital samples from the westernmost Axial Zone and from the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa granitic plutons yield AFT signals between 20 and 30 Ma and ZHe between 20 and 25 Ma. Modelling indicates fast cooling during this time, which we attribute to the motion of the Guarga thrust. AHe data from these Axial Zone plutons, combined with modelling, show a post-tectonic signal (8–9 Ma), which indicates renewed erosion after a period without major cooling and exhumation between 20 to 10 Ma.

© 2016 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

Unraveling the timing and dynamics of mountain building is a long-standing goal in collisional orogen

studies. This goal is traditionally addressed by tectonics-sedimentation analysis of synorogenic deposits and, more recently, by low-temperature thermochronology on the assumption that dated exhumation paths reflect the vertical component of the evolution of thrust belts. In the Pyrenees, the foreland basin record is well known, and thermochronology studies have focused in the past decades on the Paleozoic massifs of the Axial Zone (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell

* Corresponding author at: UMR 6118 Géosciences Rennes, B.15 - Off.127, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France.
E-mail address: gemmav.bosch@gmail.com (G. V. Bosch).

et al., 2009; Jolivet et al., 2007; Maurel et al., 2008; Metcalf et al., 2009; Morris et al., 1998; Sinclair et al., 2005) (Fig. 1A). More recent thermochronology studies have included the Cenozoic sedimentary rocks of the South Pyrenean foreland basin and the Paleozoic and Mesozoic rocks of the North Pyrenean Zone, to better constrain the relationships between the exhumation in the Axial Zone and the exhumation and burial in the adjacent basins (Beamud et al., 2011; Fillon and van der Beek, 2012; Fillon et al., 2013; Meresse, 2010; Mouthereau et al., 2014; Rushlow et al., 2013; Vacherat et al., 2014; Whitchurch et al., 2011).

While most of the thermochronology studies focus on the eastern and east-central Pyrenees, often around the ECORS-Pyrenees profile, the western Axial Zone and adjoining areas have been less investigated. To understand the relationships between the exhumation in the Axial Zone and the dynamics of the fold and thrust belt in the forelands, the western Axial Zone gives key information; this part of the basement interacts to the south with the

Tertiary Jaca basin, which contains the most complete foreland basin sequence recording the structural development (e.g., Barnolas and Teixell, 1994; Cámara and Klimowitz, 1985; Labaume et al., 1985; Millán et al., 2000; Teixell, 1996; Teixell and García-Sansegundo, 1995).

This work presents the first multi-method thermochronology database of the western Axial Zone of the Pyrenees (Fig. 1A), including apatite fission track (AFT), (U-Th)/He in zircon (ZHe) and apatite (AHe) data, with the aim to investigate the Pyrenean Cenozoic evolution. A few samples of the adjacent North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais area) are also included in the study. The area investigated is particularly interesting because it comprises the western termination of the Axial Zone Paleozoic units where it plunges under Upper Cretaceous and Paleogene rocks. It also constitutes the only area where can be observed the Cretaceous North Pyrenean basin overthrusting the Southern Pyrenees (Teixell, 1990, 1998). The thermochronology data obtained are compared with the tectonostratigraphic record of the foreland basins and

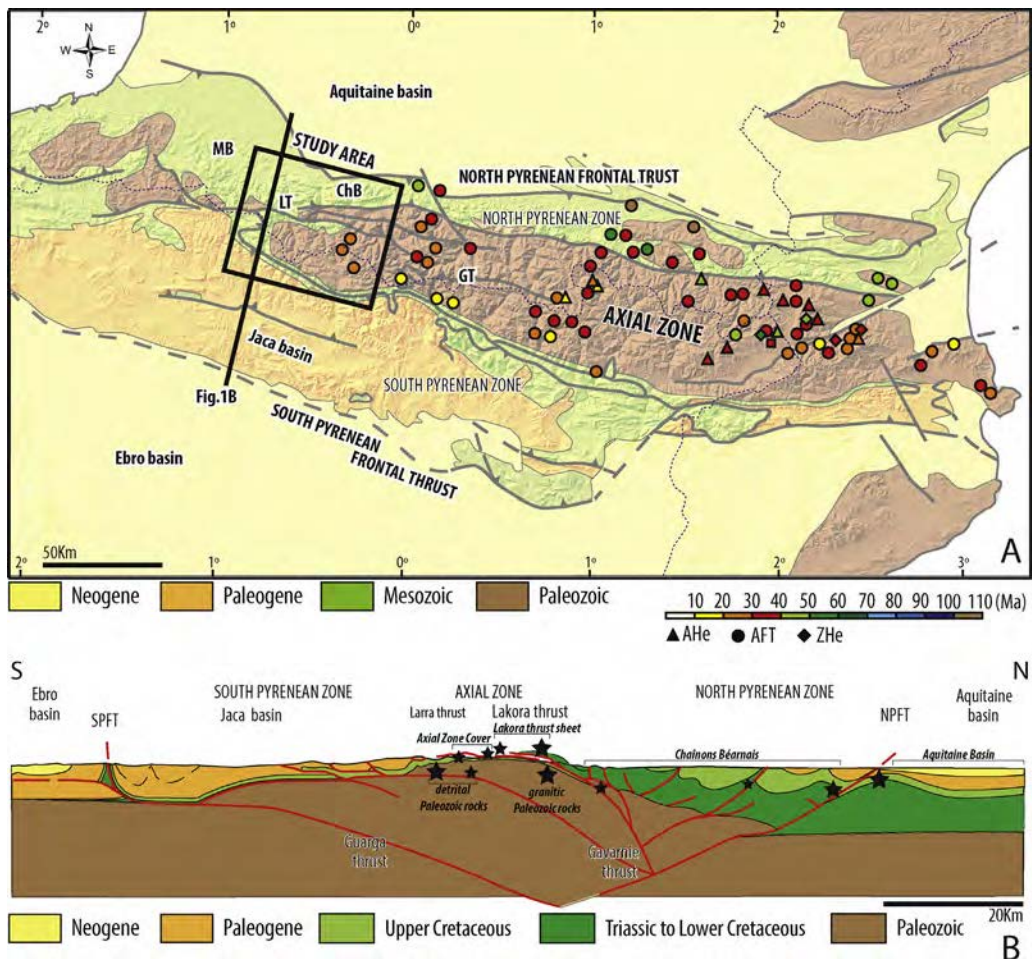


Fig. 1. A. Geological sketch of the Pyrenees with previous thermochronology results obtained in the Axial Zone (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Jolivet et al., 2007; Maurel et al., 2008; Metcalf et al., 2009; Morris et al., 1998; Sinclair et al., 2005). MB: Mauleon basin; LT: Lakora Thrust; ChB: Chaînons Béarnais; GT: Gavarnie Thrust. B. Simplified cross-section across the west-central Pyrenees showing the main tectonic units discussed in this work and projected structural locations of the studied samples (large stars: several samples; small stars: single samples; Ansó-Arzaq transect of Teixell, 1998).

integrated in the tectonic framework of the west-central Pyrenees, providing a more complete picture of the history of thrust uplift and exhumation (both syntectonic and post-tectonic) of this segment of the chain.

2. Geological setting

The Pyrenees formed from Late Cretaceous to Early Miocene times due to convergence between the Iberian and European continental margins (Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992). As a result of the collision, the west-central Pyrenees rose as a doubly-verging orogenic prism built by basement and cover-involved thrusts. This collision belt is underlain by north-directed lower crustal subduction (Lagabrielle et al., 2010; Teixell, 1998; Teixell et al., 2016). The main upper crustal structures of this segment of the chain are shown on Fig. 1B. The North Pyrenean Zone was a rapidly-subsiding Cretaceous basin between the European and Iberian margins, floored by hyper-thinned continental crust and mantle exhumed during Albian–Cenomanian times (Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2008). This basin is now completely inverted, overthrusting to the north the Aquitaine Basin along the North Pyrenean Frontal thrust, and to the south along the Lakora thrust (Fig. 1).

The North Pyrenean Zone in the studied Chaînons Béarnais area contains thick and relatively complete Jurassic and Cretaceous successions and is internally deformed into a system of folds and thrusts detached in the Triassic Keuper facies (Lagabrielle et al., 2010). The Lakora thrust crops out as a gently-dipping fault, largely parallel to bedding in the Upper Cretaceous cover of the Axial Zone (the footwall), and carrying a thin thrust sheet of Paleozoic, Triassic and Middle–Upper Cretaceous rocks in its hanging wall (Lakora klippe and Iguntze–Mendibelza massifs, Fig. 1; Teixell, 1990, 1996). Eastward, the Lakora thrust passes laterally to various thrusts also carrying thin Paleozoic basement slices located at the southern edge of the Chaînons Béarnais (e.g., Eaux-Chaudes and Cinq-Monts thrusts; Ternet et al., 2004). The Lakora thrust and these eastern extensions derive from the inversion of extensional structures in the upper Iberian continental margin (Teixell et al., 2016).

The southern part of the west-central Pyrenees is characterized by south-verging thrusts and includes (1) the Axial Zone, a basement antiformal culmination caused by the Gavarnie thrust, and (2) the Paleogene Jaca basin, a large-scale asymmetric synform between the Axial Zone and the South Pyrenean Frontal thrust (Fig. 1).

Paleozoic rocks of the Axial Zone are unconformably covered by Upper Cretaceous shelf carbonates. A branch of the Lakora thrust, the Larra thrust, propagated across Upper Cretaceous–Eocene rocks of the Axial Zone cover and the northern Jaca basin. East of the study area, the Axial Zone comprises stacked basement thrust sheets that caused a greater structural relief and a large basement exposure (e.g., Muñoz, 1992; Roure et al., 1989). There, the northern boundary of the Axial Zone is marked by the North Pyrenean Fault, a steeply-dipping structure with complex kinematics that passes westward to a south-verging *décollement* at the southern edge of the Chaînons

Béarnais. The westward plunge of the Axial Zone in the study area provides constraint on the structural relief and shape of the top of the Axial Zone and on the relationships between the main structural units. Non-exposed basement thrusts underlie the Jaca basin and cause major variations of structural relief (e.g., the Guarga thrust, Fig. 1B; Cámara and Klimowitz, 1985; Labaume et al., 1985; Teixell, 1996; Teixell and García-Sanseguendo, 1995).

Pre-orogenic Mesozoic successions in the Jaca basin are relatively thin and incomplete; in contrast, the Paleogene infill is very thick (up to 9 km) and conforms to a typical flysch-to-molasse foreland basin sequence (Mutti et al., 1988; Puigdefàbregas, 1975). Tectonics–sedimentation relationships indicate a piggy-back sequence of thrusting from the Lakora to the Guarga thrusts that spans the entire Pyrenean orogeny. The Lakora thrust probably initiated in the Late Santonian, as indicated by flexure in its footwall sediments, and its main activity continued until the Middle Eocene (Bartonian). This includes the footwall splays of the Larra thrust and the laterally equivalent Eaux-Chaudes thrust (Teixell, 1996). The Gavarnie thrust was active from the Late Eocene to the Early Oligocene, whereas the Guarga thrust took up final compressive deformation from the Late Oligocene to the Earliest Miocene (Teixell, 1996).

The chronology of the North Pyrenean thrusts is less known. The internal structures of the Chaînons Béarnais were initiated during the Late Jurassic–Early Cretaceous as diapiric salt walls in extensional context (Canérot, 1985; Teixell et al., 2016), but their evolution in the Pyrenean orogeny is less constrained in time. The North Pyrenean Frontal thrust appears as a long-lived structure partly contemporaneous to the Lakora thrust and extending until more recent times. Indeed, in the study area, growth strata in its footwall syncline indicate thrusting beginning in Campanian–Maastrichtian times and continuing during the Paleogene (Poitevin et al., 2014), and thermochronologically-constrained cooling in the Mauléon segment of the North Pyrenean Zone, to the west of the study area, begun some 50 Ma ago (Vacherat et al., 2014). In spite of this early thrusting activity, the molasse deposition in the Aquitaine basin derived from the Pyrenean reliefs spans from the Late–Middle Eocene to the Miocene (Biteau et al., 2006).

The extent to which the described sequence of thrusts is reflected in the exhumation history is not known yet. Northeast of the Jaca basin, AFT in the granites of the Axial Zone, yield Cenozoic cooling ages (e.g., Néouvielle and Bielsa massifs; Jolivet et al., 2007), but the degree of post-Variscan reset and the amount of exhumation of the westernmost Axial Zone and the Lakora thrust are unknown. In spite of the rich tectonostratigraphic record of the Jaca basin, discrepancies remain for the timing of some major structures. Muñoz et al. (2013) recently attributed the emplacement of the Gavarnie thrust sheet to the Middle Eocene, on the basis of a correlation between the basement thrust and the growing and rotating cover structures in the Aínsa basin. The previous attribution of the Gavarnie thrust to more recent times was based on the refolding it produced in the overlying Larra–Monte Perdido thrust, which was linked to the Boltaña anticline, in turn dated as Late Lutetian to Bartonian (Teixell, 1996).

A Late Eocene to Oligocene age for the Gavarnie thrust has also been favored by Jolivet et al. (2007) on the basis of AFT ages of ca. 35 Ma of the thrust hanging wall at high elevation in the N euville granite. On the other hand, AFT ages around 20 Ma dominate the southernmost Axial Zone in the central Pyrenees, in the footwall of the Gavarnie thrust (Fitzgerald et al., 1999; Jolivet et al., 2007; Sinclair et al., 2005). In post-tectonic times, an acceleration of exhumation rates at 9 Ma was detected by AHe modeling in the eastern part of the South Pyrenean foreland basin (Fillon and van der Beek, 2012). To date, this event has not been reported in the Axial Zone except for a 10.9 ± 1.0 Ma sample obtained by Jolivet et al. (2007) in the Bielsa massif.

3. Sampling and methods

A total of 18 samples were collected for ZHe, AFT and AHe studies and five more samples from Meresse (2010) were used to complete the dataset (see location on Fig. 2). Five samples were taken in the Paleozoic granites of the Balaitous–Panticosa and Eaux-Chaudes plutons, and three in Paleozoic detrital rocks to the west to unravel the timing of exhumation of the western Axial Zone. These were complemented with the five previous AFT results from Meresse (2010) and new He data made on these samples. To gain insight into the activity of the Lakora thrust, two samples were taken in Upper Cretaceous and Lower Eocene turbiditic sediments from the footwall (Axial Zone cover) and three in Albian conglomerates from the hanging wall. To complete the study to the north, four samples were

taken in the Cha nons B ernais (NPZ) and two in the Aquitaine basin, in the footwall of the North Pyrenean Frontal Thrust.

The nine samples that contained a sufficient number of high-quality apatites were analyzed for fission tracks and/or (U–Th)/He (Tables 1 and 2 in Annex 1, online supplementary data). Zircon grains could be retrieved from most samples, and ZHe analyses were performed on 18 samples (Table 3 in Annex 1, online supplementary data). Sample JA2 did not provide zircon suitable for analysis. The data obtained allowed thermal modeling of four profiles in the granitic massifs of Balaitous–Panticosa and Eaux-Chaudes and in the Lakora thrust sheet.

The AFT analyses were performed following the procedure described by Jolivet et al. (2007). The mounted samples were sent to Oregon State University for irradiation. Ages were calculated using an overall zeta value of 344 ± 2 a·cm² (GVB) obtained on both Durango (McDowell et al., 2005) and Mount Dromedary (Green, 1985; Tagami, 1987) apatite standards.

Apatite (U–Th)/He dating measurements were performed at Geosciences Montpellier, following the procedure described in Romagny et al. (2014). Prismatic apatites were selected, with two or no pyramids and sizes ranging from 50 to 200 µm. For the samples from the Balaitous–Panticosa pluton, two to three apatite grains of the same size were used for each aliquot with the exception of sample GPY15 for which single crystals were dated. In the Eaux-Chaudes pluton, only two aliquots from sample GPY09 contained two grains.

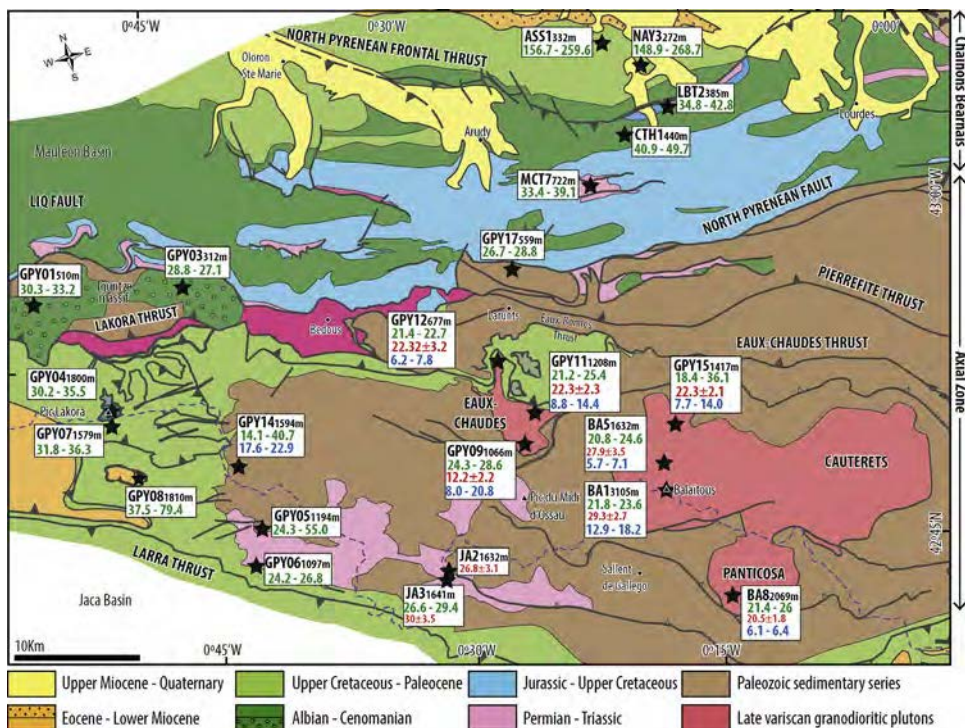


Fig. 2. Map of the western Pyrenean Axial Zone and adjacent Cha nons B ernais, showing location of samples and thermochronological results; zircon (U–Th)/He (ZHe) results in green, apatite fission track (AFT) in red and apatite (U–Th)/He (AHe) in blue. For He data, we indicate the age ranges (for further information, see Tables 1, 2 and 3 in Annex 1, online supplementary data). The blue dashed line indicates the drainage divide.

Zircon (U–Th)/He dating was carried out at the University of Texas–Austin using laboratory procedures described in Wolfe and Stockli (2010). Individual ages were calculated using standard α -ejection corrections (e.g., Farley et al., 1996; Farley, 2002) and reported age uncertainties of about 8% (2σ) are based on the reproducibility of replicate analysis of laboratory standards (Farley et al., 2001; Reiners et al., 2004). Both uncorrected and α -ejection corrected ages are reported (Table 3 in Annex 1, online supplementary data).

4. Results

In what follows, data are organized according to the structural position of the samples in the different tectonic or lithologic units (Fig. 2). For ZHe ages, we present age-elevation plots and ages versus Ue plots in Annex 1 (online supplementary data).

4.1. The Chaînons Béarnais and the Aquitaine Basin

The sample set of the Chaînons Béarnais and the Aquitaine Basin consists of terrigenous rocks of Carboniferous to Cretaceous age that provided only zircon crystals suitable for analysis. In the Aquitaine Basin, samples ASS1 and NAY2 are poorly cemented sandstones of Campanian and Maastrichtian, respectively, and yield a dispersion of ZHe ages older than the depositional age, ranging between ~ 150 and ~ 270 Ma (for error margins see Table 3 in Annex 1, online supplementary data), indicating no reset after deposition. In the Chaînons Béarnais, ZHe ages range between 26 and 50 Ma, which is younger than the depositional ages, and attest for exhumation in the hanging wall of the North Pyrenean Frontal thrust. Sample CTH1 yields the oldest age range (41–50 Ma) in accordance with its highest structural position in an Albian–Cenomanian syncline. The southernmost sample GPY17 from the Carboniferous sandstone of the Chaînons Béarnais basement yields the younger age range, between 26 and 29 Ma, in spite of a higher elevation. Samples from the Permian–Triassic red beds (LBT2 and MCT7) yield intermediate ages between 33 and 42 Ma.

4.2. The Lakora thrust sheet

Three samples from the Albian Mendibelza conglomerate (Boirie and Souquet, 1982) provided zircons suitable for analysis, but no apatites. The three samples provide ZHe ages in the Late Eocene–Early Oligocene interval, ranging from 27 and 29 Ma at the lower altitude (312 m, GPY03) to 30 and 35 Ma at higher altitude (1800 m in the Lakora klippe, GPY04).

4.3. The Axial Zone cover

In the post-Variscan cover of the Axial Zone (hanging wall of the Gavarnie thrust), a Maastrichtian turbiditic sandstone (GPY07, 1579 m) provides ZHe ages of 31–36 Ma, younger than the depositional age and strikingly similar to the age in the Lakora thrust sheet just above (Fig. 2). A sample of Lower Eocene flysch located ~ 5 km to

the south (GPY08, 1810 m) yields a wide dispersion of ZHe ages (37–80 Ma), some of them older than the depositional age, indicative of partial reset.

4.4. The western Axial Zone: detrital Paleozoic rocks

Samples from the westernmost Paleozoic exposures of the Axial Zone also belong to the hanging wall of the Gavarnie thrust and comprise Carboniferous and Permian sandstones that provided apatite and zircon crystals with large age dispersion. Samples JA2 and JA3 of the southern Axial Zone near the Somport pass yield comparable AFT (Meresse, 2010) and ZHe central ages that may indicate rapid cooling at 25–30 Ma, as do some zircon crystals from samples GPY05 and GPY06 from the Upper Aragón Subordán valley. The latter samples show however a greater dispersion, as does Carboniferous sandstone from the Lescun area further north (GPY14), whose age dispersion ranges between 14 and 52 Ma (Fig. 2 and Table 3 in Annex 1, online supplementary data).

4.5. The western Axial Zone: the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa plutons

These granitic bodies provided apatite and zircon crystals that were suitable for AFT, AHe and ZHe analyses. Most of the samples show ZHe ages independent of the eU concentration, suggesting complete reset (see Annex 1). In the Eaux-Chaudes pluton, samples GPY11 and GPY12 yield similar ZHe and AFT ages that may be indicative of rapid cooling between 20 and 25 Ma, further attested to by the similarity in age between the samples in spite of a difference in elevation of 531 m. Sample GPY09 at an intermediate altitude yields a ZHe age of 24–28 Ma, while the AFT age is significantly younger, around 12 Ma (Figs. 2 and 3, Tables 1 and 3 in Annex 1, online supplementary data). In the Balaitous–Panticosa granites, ZHe ages are also markedly clustered at 20–25 Ma for different elevations. However, samples BA1 and BA5 from the Balaitous mountain give AFT ages of 28–29 Ma (Meresse, 2010), slightly older than the ZHe ages obtained for the same samples in this study (Table 3 in Annex 1, online supplementary data). Sample GPY15 at lower elevation yields an AFT age of 18 Ma, whereas ZHe ages are more dispersed (18–36 Ma). The AHe ages obtained for this set of samples range between 21 and 6 Ma, with a cluster between 6 and 10 Ma, again younger than the AFT ages (Fig. 3 and Table 2 in Annex 1, online supplementary data), but with similar age if we take into account the 2σ errors of both AFT and AHe data.

5. Thermal modeling

Thermal history modeling was performed using QTQt software (Gallagher, 2012; Gallagher et al., 2009). For AFT modeling of the only sample with confined track lengths (GPY11), we used Ketchum et al.'s (2007) multikinetic annealing model, with the D_{par} parameter as kinetic constraint. (U–Th)/He ages were modeled using a spherical diffusion domain (based on the crystal's equivalent

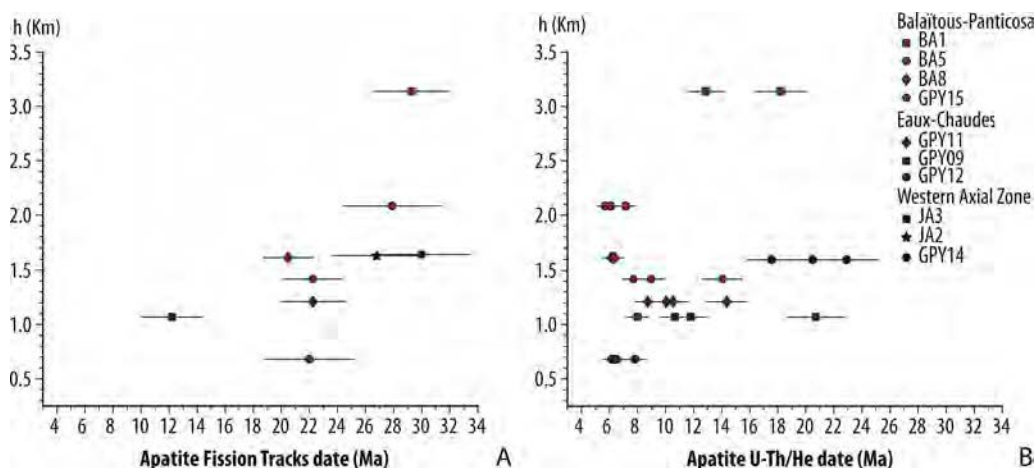


Fig. 3. Apatite fission track (AFT) age-elevation plot of the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa granodiorites dataset (in red), and of the GPY14 sample from Paleozoic sediments in the westernmost Axial Zone (black).

spherical radius), and taking into account eU-dependent radiation damage modulated diffusivity for He diffusion, following the models of Flowers et al. (2009) and Guenther et al. (2013). In cases where AHe ages were obtained by multigrain aliquots, we did not use a specific diffusion model. Models were run for the sub-vertical profiles at the Balaitous–Panticosa and Eaux-Chaudes granites and at the Lakora thrust sheet. All models were forced to be at surface temperature at present time and we allowed the temperature offset between samples to vary through time in a range equivalent to geothermal gradients of 15 to 35 °C/km.

For the Balaitous–Panticosa and Eaux-Chaudes granites, independent constraints derived from field geology (unconformity of the Cenomanian carbonates above Paleozoic rocks of the Axial Zone) were used as input parameters in the thermal models to force the cooling curves to pass near the surface in Cenomanian times. The profile in the hanging wall of the Lakora thrust was constrained to pass near the surface in Albian times (stratigraphic age of the Mendibelza conglomerate), whereas a model of the westernmost Axial Zone (Paleozoic rocks and their cover) was constrained to be at shallow levels from the Cenomanian to the Early Eocene.

Models of the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa sub-vertical profiles show similar results, with a fast exhumation from ~ 30 Ma to ~ 20 Ma (Fig. 4). Prior to that age interval, the thermal history is not well constrained by the data, as reflected by the high degree of uncertainty in the thermal path, taking into account the 95% credible intervals (Fig. 4A–B). After 20 Ma, the Eaux-Chaudes profile shows a slower cooling towards the surface. In contrast, the Balaitous–Panticosa profile shows a period of stability, although not well constrained by the data, with a last rapid cooling event at 8–9 Ma. The mean geothermal gradient inferred from the temperature offset between samples is of 25 °C/km, with no major variation over time (Fig. 4C–D). ZHe and AHe ages predicted from modeling are coherent within error margins with the observed ages. AFT show worse predicted ages; therefore, the predicted ages are

within the error margins of the observed AFT ages only in the case of GPY09 and GPY15 (Fig. 4E–F).

Modeling results of the Lakora thrust sheet show that the samples crossed the lower limit of the zircon partial-retention zone (ZPRZ) at 50–42 Ma (bottom and top samples), with a moderate rate of cooling, and passed through the upper limit of the ZPRZ at 25–30 Ma (Fig. 5). The pre-Eocene thermal history is not well constrained, due to large uncertainties in the models, reflected by the 95% credible intervals (Fig. 5A). Therefore, the onset age of exhumation cannot be determined from the models, although modeling suggests they were already exhuming by 50–42 Ma. Above the ZPRZ, the thermal path is not constrained, as no AFT and AHe ages were obtained in those samples. As shown on Fig. 5E, the model-predicted ages are consistent, within error margins, with the observed ages.

The modeled thermal path of the Lakora thrust's footwall indicates a fast cooling at ~ 25 Ma, followed by a slower rate final cooling from 25 Ma to the Present. However, this final cooling pattern is not well constrained, since AHe ages were only obtained from one sample (Fig. 5B). Data modeling shows a constant geothermal gradient of 25 °C/km, inferred from the offset between samples. In this case, ZHe ages are badly predicted, as shown on Fig. 5F. Samples from this vertical profile show large intra-sample age dispersion that cannot be predicted by the QTQt software, indicating that the dispersion cannot be explained by crystals eU content or size. The age dispersion could be produced, for example, by complex internal zonation in zircon grains, which are not incorporated in the modeling due to lack of information. The poor predictions showed by the model imply that this last cooling history should be considered with caution.

6. Interpretation and discussion

Single-grain dating performed in this study provide the following five main results:

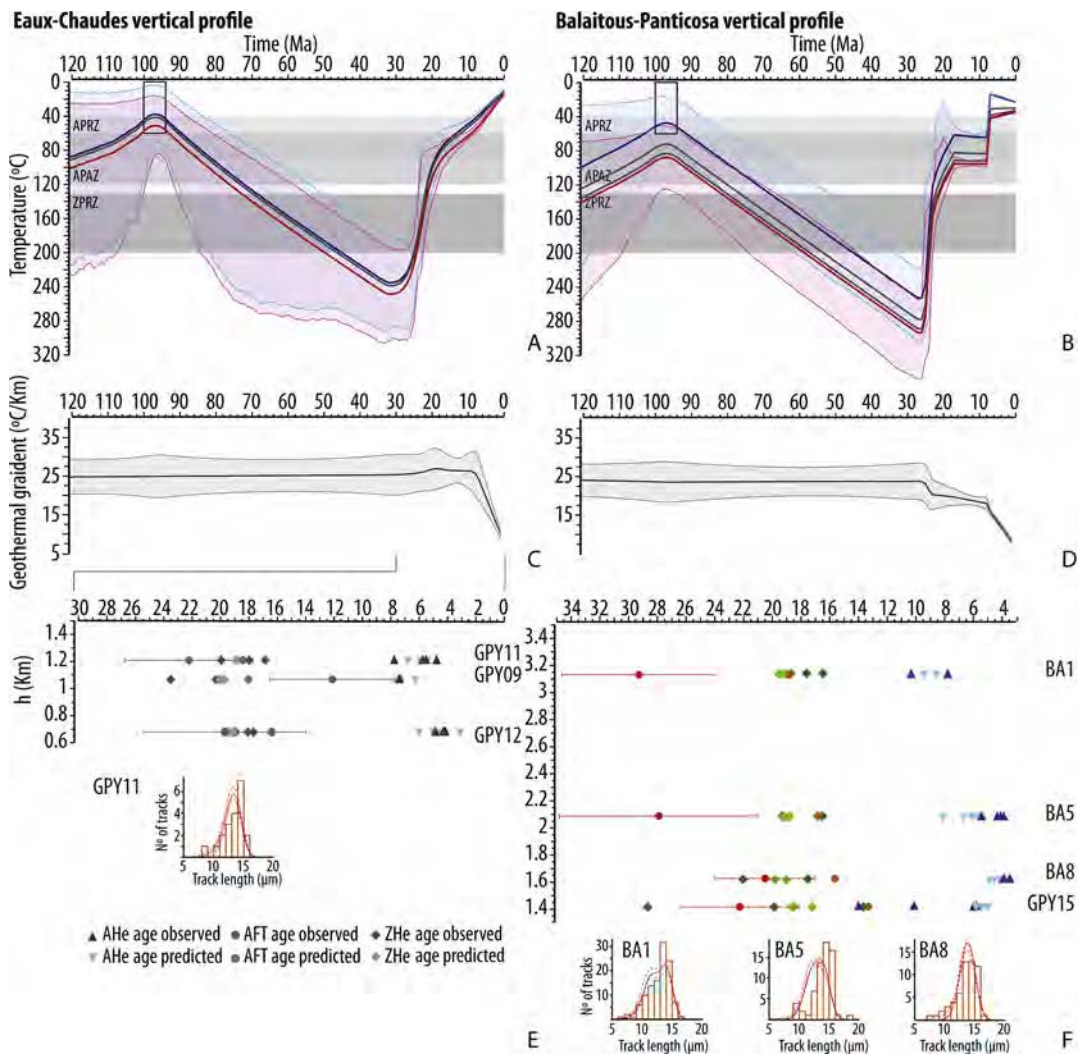


Fig. 4. A, B. Modeled thermal history of the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa sub-vertical profiles. The red line corresponds to the path of the hottest (lowest elevation) sample (with 95% credible interval range in magenta) and the blue line corresponds to the coolest (highest elevation) sample (with 95% credible interval range in cyan). Intermediate samples are shown in grey. Black boxes correspond to the constraints imposed on the modeling (see text for further information). C, D. Modeled geothermal gradients in red with 95% credible interval range in grey. E, F. Observed and model-predicted apatite (U–Th)/He (AHe) and zircon (U–Th)/He (ZHe) uncorrected ages versus elevation. The predicted track length distribution on sample GPY11 is plotted in red with 95% credible intervals in orange in comparison with observed track length data (histograms).

- in the Aquitaine Basin, ZHe data indicate no post-depositional reset of ages;
- the Chaînons Béarnais of the North Pyrenean Zone record a protracted exhumation between 50 and 26 Ma (Eocene to Oligocene);
- the Lakora thrust sheet was exhumed through the ZHe closure temperature together with its footwall (upper levels of the Gavarnie thrust sheet) at 30–36 Ma (Late Eocene to Oligocene);
- the granitic massifs of Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa, and the Upper Paleozoic rocks of the Somport area, all located in the Gavarnie thrust sheet, record a rapid exhumation at 26–20 Ma (Late Oligocene to Aquitanian);
- the granitic massifs record a final acceleration of exhumation at 8–9 Ma (Late Miocene), which is constrained by the AHe data.

Thermal models further constrain the cooling history of the Lakora thrust sheet, indicating that it was exhuming at least between 50–42 Ma and 30–25 Ma (Early Eocene to Oligocene), and better define the rapid exhumation history of the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa granites.

In what follows, we interpret the obtained cooling ages and paths as indicating exhumation primarily linked to the activity of tectonic units, although we understand that climatic events may have played a role to an unknown degree. The samples from the Uppermost Cretaceous rocks of the Aquitaine Basin preserve ZHe detrital ages older than the stratigraphic age, indicating that burial under Cenozoic foreland basin deposits was not enough to reset the ZHe system. This is consistent with the limited degree of diagenesis and cementation observed in these rocks. This pattern changes across the NPFT, where rocks from

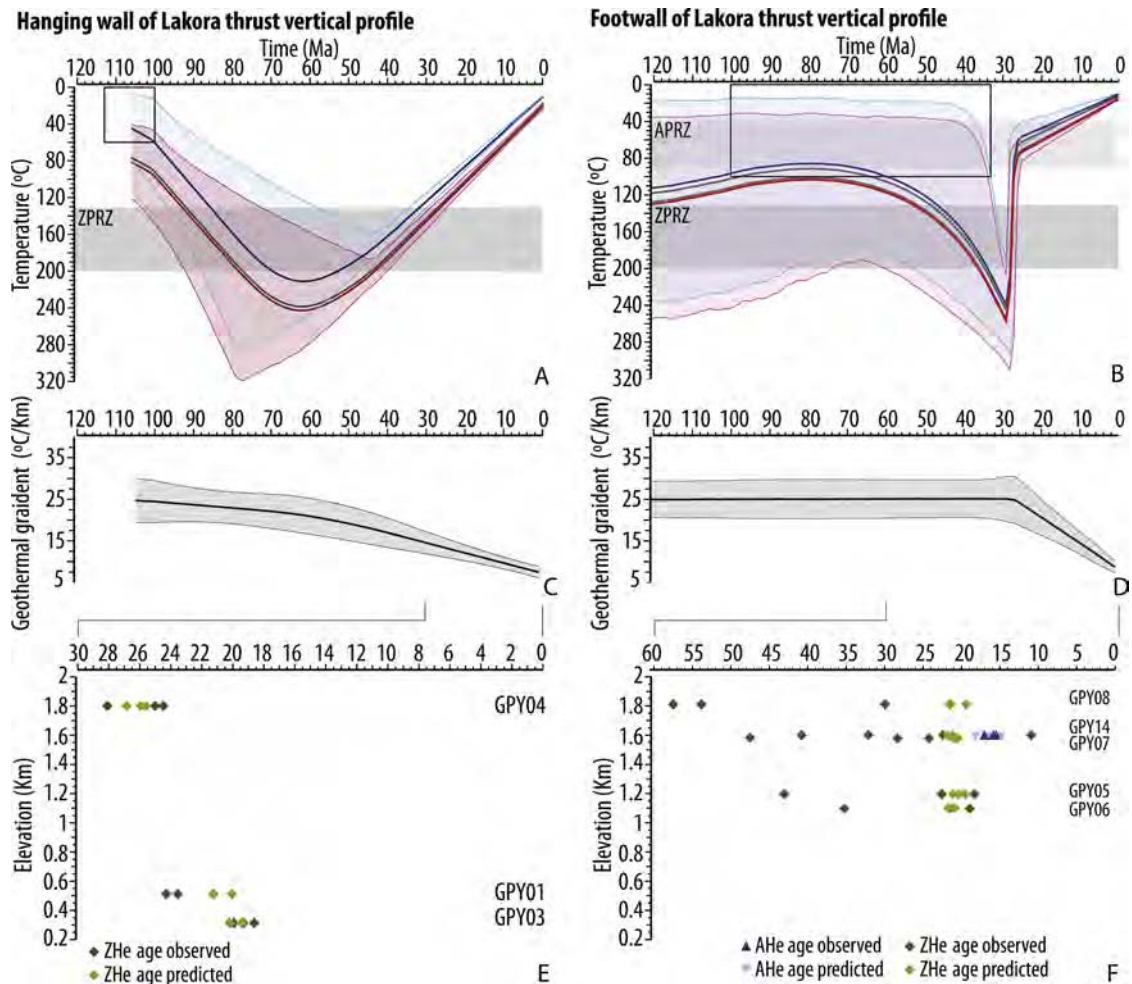


Fig. 5. A, B. Modeled thermal history of the vertical profile located in the footwall and hanging wall of the Lakora thrust. The red line corresponds to the path of the hottest (lowest elevation) sample (with 95% credible interval range in magenta). The blue line corresponds to the coolest (highest elevation) sample (with 95% credible interval range in cyan). Intermediate samples are shown in grey. Black boxes correspond to the constraints imposed into the modeling (see the text for further information). C, D. Modeled geothermal gradients in black with 95% credible interval range in grey. E, F. Observed and modeled predicted apatite (U–Th)/He (AHe) and zircon (U–Th)/He (ZHe) uncorrected ages versus elevation.

Paleozoic to Albian age have been buried and heated enough to reset the ZHe system. In the Chaînons Béarnais area, the effect of burial was reinforced by high heat flow during the Middle and Late Cretaceous times, detected by Raman spectroscopy of carbonaceous material that provided paleo-temperatures of 250–300 °C (Clerc et al., 2015). The range of ZHe cooling ages obtained attest for long-lived exhumation in the North Pyrenean Zone initiating at ~ 50 Ma (including the Lakora thrust hanging wall), consistent with thermal modeling by Vacherat et al. (2014) in the Mauléon basin. To the east of the study area, AFT ages by Meresse (2010) from the Bagnères-de-Bigorre North Pyrenean massif were centered at ca. 41 Ma. Farther east, along the ECORS-Pyrénées transect, most of the AFT data from the North Pyrenean basement rocks indicate exhumation during the Eocene (Fitzgerald et al., 1999; Morris et al., 1998). These data together support an early exhumation of the North Pyrenean Zone during the Early to Middle Eocene. In the study area, we associate the

exhumation of the Chaînons Béarnais with the pop-up extrusion of the former North Pyrenean basin by the NPFT to the north and the Lakora thrust and its eastern extensions such as the Eaux-Chaudes thrust (Teixell et al., 2016). Younger cooling ages obtained in the area, especially at deep stratigraphic levels, indicate that thrust-related exhumation proceeded during younger times, caused by continued uplift on the NPFT and probably also by the thick-skinned basement thrusts of the southern Pyrenees, such as the Gavarnie and Guarga thrusts (Fig. 1B). ZHe ages centered on 34–40 Ma in Permian–Triassic rocks indicate exhumation during Middle and Late Eocene to Oligocene, which is consistent with the onset of molasse sedimentation of this age in the Aquitaine basin (Biteau et al., 2006). On the other hand, the southward extent of the Lakora thrust sheet is constrained by the non-completely reset Eocene sample from Pico Matz (GPY08), in agreement with the hanging wall ramp of the Lakora thrust observed in the Lakora klippe, 6 km to the north of Pico Matz.

ZHe ages indicate that the Lakora thrust sheet and its immediate footwall of the Axial Zone cover underwent joint exhumation at 30–36 Ma (Late Eocene to Oligocene), which we must attribute to thrust faulting under the Axial Zone. This cooling age is correlative with Late Eocene to Early Oligocene conglomerate pulses in the Jaca basin, which are dominated by clasts derived from Lower to Middle Eocene turbidites (Puigdefàbregas, 1975; Roigé et al., 2016). We attribute this event to the motion along the Gavarnie thrust (Fig. 1B), because it is the first major south-directed thrust that underlies the Axial Zone in the study area, producing a significant duplication of Paleozoic rocks and creating a marked structural relief. This interpretation is in agreement with the timing of the Gavarnie thrust proposed by Teixell (1996), Jolivet et al. (2007), and Labaume et al. (in review) on the basis of structural relationships and tectonics-sedimentation relationships in the Jaca basin, and differs from Muñoz et al. (2013) attribution of the thrust to the Middle Eocene. It could be argued that the entire profile of the Gavarnie thrust sheet was emplaced below the ZPRZ, and that all the exhumation was driven by the underlying Guarga thrust (Fig. 1B), from the Late Eocene to the Miocene (e.g., samples from Balaitous, Panticosa and Eaux-Chaudes). We consider this unlikely for the study area on the basis of fault slip magnitudes and cross-section balancing in the Jaca basin (e.g., Teixell, 1996), even if the Guarga thrust causes a component of uplift on the Axial Zone. No distinct thermochronology signal can be attributed to the Larra thrust, probably because this thin-skinned branch of the Lakora thrust did not create significant structural relief during its propagation in the Jaca basin fill during the Lutetian–Bartonian.

Following these considerations, we attribute the second ZHe age cluster at 20–26 Ma observed in the western Axial Zone and the fast cooling between 30 and 20 Ma modeled in the granitic massifs to the east to continued uplift of the Axial Zone along the Guarga thrust. This activity of the Guarga thrust was correlated to the main emergence of the South Pyrenean thrust front of the External Sierras, recorded by the Late Oligocene to Aquitanian conglomerates and fluvial sandstones of the Uncastillo Formation (Millán et al., 2000; Puigdefàbregas, 1975; Teixell, 1996).

AHe data show exhumation signals between 6 and 10 Ma in the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa plutons, with samples located on both sides of the present drainage divide (Fig. 2). In the Balaitous–Panticosa profile, samples on both sides of the divide can be fit in a single coherent model, indicating that they experienced a similar cooling history. Therefore, the incision during this time could not be caused by the capture of the south-flowing Ebro River, as defended by Fillon and van der Beek (2012).

7. Conclusions

A low-temperature thermochronology study of the western Axial Zone of the Pyrenees and of the adjacent Chaînons Béarnais (North Pyrenean Zone) provides the following constraints on the tectonic and erosional history of this segment of the chain.

The uppermost Cretaceous foreland basin sediments of the Aquitaine basin have not been buried enough for post-depositional reset of the ZHe thermochronology system and preserve Permian to Jurassic detrital signals.

Within the Chaînons Béarnais, the ZHe system was reset and record continued pop-up-like exhumation of the North Pyrenean Zone between the North Pyrenean Frontal Thrust and the major south-directed thrusts of Lakora and others further south (Gavarnie and Guarga) from 50 to 26 Ma (Eocene to Oligocene).

The leading edge of the Lakora thrust sheet, which was reported to bring the North Pyrenean Zone on top of the Axial Zone during Late Cretaceous to Middle Eocene times, shows a cooling path at least from Early Eocene to Oligocene times. The Lakora thrust sheet together with its immediate footwall forming the post-Variscan cover of the Axial Zone were exhumed through the ZHe closure temperature at 36–30 Ma (Late Eocene to Oligocene) along the underlying Gavarnie thrust. Hence, the cooling path of the Lakora thrust sheet is the result of the activity of the Lakora thrust itself and of the underlying Gavarnie (and possibly Guarga) thrusts.

Paleozoic sediments of the westernmost Axial Zone often yield scattered ZHe thermochronology results indicating partial reset. The granite samples from the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa plutons provide a good ZHe and AFTL Late Paleogene to Miocene signal, clearly reflected in models as fast cooling between 30 and 20 Ma (Late Oligocene to Aquitanian). We attribute this cooling to thrusting on the Guarga thrust, ultimately uplifting the older Gavarnie thrust sheet lying above.

AHe results from the Eaux-Chaudes and Balaitous–Panticosa plutons cluster at 9–8 Ma (Late Miocene) attesting for post-orogenic cooling that was detected in previous studies of the southern foreland basin.

Acknowledgements

This work was supported by projects CGL2010-15416 and CGL2014-54180-P (MINECO, Spain) and PYRAMID (ANR, France), and by Géosciences Montpellier. We acknowledge the constructive reviews by Luis Barbero, Camille Clerc and the co-editor Yves Lagabrielle, which helped to improve the manuscript. Andreu Badia is thanked for field assistance during sampling.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001>.

References

- Barnolas, A., Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107–1110.
- 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 Res.* 23, 309–331.
- Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. *Pet. Geosci.* 12, 247–273.
- Boirie, J.-M., Souquet, P., 1982. Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift Albiens des Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 6, 405–435.
- Cámara, P., Klimowitz, J., 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geol.* 41, 391–404.
- Canérot, J., 1985. The alpine cycle of the Iberides (Spain): example of intraplate sedimentary and tectonic evolution. *Arch. Sci.* 38, 37–62.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., ECORS-Pyrenees Team, 1990. Main results of the ECORS-Pyrenees profile. *Tectonophysics* 173, 411–423.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleo-margin. *Solid Earth* 6, 643–668.
- Farley, K.A., 2002. (U–Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In: Porcelli, D., Ballentine, C.J., Wieler, R. (Eds.). *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*. *Rev. Miner.* 47, 819–844.
- Farley, K.A., Wolf, R., Silver, L., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4223–4229.
- Farley, K.A., Rusmore, M.E., Bogue, S.W., 2001. Post-10 Ma uplift and exhumation of the northern Coast Mountains, British Columbia. *Geology* 29, 99–102.
- 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 Res.* 24, 418–436.
- Fillon, C., Gautheron, C., van der Beek, P., 2013. Oligocene-Miocene burial and exhumation of the southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *J. Geol. Soc.* 170, 67–77.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 2347–2365.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modelling for quantitative thermochronology. *J. Geophys. Res.* 117, B02408, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB00882>.
- 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. *Mar. Petrol. Geol.* 26, 525–535.
- 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 modeling. *Basin Res.* 19, 323–334.
- Green, P.F., 1985. A comparison of zeta calibration baselines in zircon, sphene and apatite. *Chem. Geol.* 58, 1–22.
- Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U–Th)/He thermochronology. *Am. J. Sci.* 313, 145–198.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 278, 208–218.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, TC4012, <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002406>.
- 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, 1–17, <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002080>.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modelling of fission track annealing in apatite. *Am. Mineral.* 92, 789–798.
- Labaupe, P., Séguret, M., Seyve, C., 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South Pyrenean basin. *Tectonics* 4, 661–685.
- Labaupe, P., Meresse, P., Jolivet, M., Teixell, A., Lahfid, A., in review. Tectono-thermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: an example from the South Pyrenean thrust belt. *Tectonics*. (in review).
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova* 20, 11–21.
- 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 Iherzolite bodies. *Tectonics* 29, 1–26.
- Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.* 97, 565–584.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission track dating standard. *Chem. Geol.* 214, 249–263.
- Meresse, F., 2010. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piedmonts des Pyrénées centro-occidentales (Thèse). Université Montpellier II, Montpellier, France (277 p.).
- Metcalfe, 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 Planet. Sci. Lett.* 287, 488–503.
- Millán, H., Pueyo, E.L., Aurell, M., Aguado, A., Oliva, B., Martínez Peña, M.B., Pucoví, A., 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España* 13, 279–300.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Res.* 10, 69–85.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castellort, 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, 1–32, <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003663>.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, UK, pp. 235–246.
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J., 2013. The Aínsa fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics* 32, 1142–1175.
- Mutti, E., Séguret, M., Sgavetti, M., 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. *Field Trip Guidebook 7*. In: AAPG Mediterranean Basins Conference, Nice (169 p.).
- Poitevin, C., Labaume, P., Gay, A., Teixell, A., 2014. Du rifting à l'inversion pyrénéenne dans le Bassin d'Aquitaine : interprétation du profil sismique St-Pé de Bigorre-Condom. In: *Rés. 24^e Réunion des Sciences de la Terre*, Pau, p. 327.
- Puigdefàbregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos* 104, 1–188.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1857–1887.
- Roigé, M., Gómez-Gras, D., Remacha, E., Daza, R., Boya, S., 2016. Tectonic control on sediment sources in the Jaca basin (Middle and Upper Eocene of the Southern Pyrenees). *C. R. Geoscience* 348, <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.005> (this issue).
- Romagny, A., Münch, P., Cornée, J.J., Corsini, M., Azzimousa, A., Melinte-Dobrincescu, M.C., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monié, P., Quillevéré, F., Ben Moussa, A., 2014. Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: insights from low-temperature thermochronometry and basin analysis. *J. Geodyn.* 77, 39–55.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J.A., Villien, P., Matheron, P., Baret, M., Séguret, M., Camara, P., Déramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41–50.
- 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. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.* 305, 369–406.
- Tagami, T., 1987. Determination of zeta calibration constant for fission track dating. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 13, 127–130.
- Teixell, A., 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone. *Bull. Soc. geol. France* 8, 241–249.
- Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London* 153, 301–310.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the West-central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395–406.

- Teixell, A., García-Sansegundo, J., 1995. Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineo central). *Rev. Soc. Geol. España* 8, 207–220.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: inferences from a new kinematic scenario. *C. R. Geoscience* 348 <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.015.10.010> (this issue).
- Ternet, Y., Majesté-Menjouls, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2004. Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans: BRGM. (192 p.)
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibaric, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 408, 296–306.
- 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. *Am. J. Sci.* 311, 442–482.
- Wolfe, M.R., Stockli, D.F., 2010. Zircon (U–Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 69–82.

Supplementary materials 1

Table legends for Annex 1

TABLE 1

Apatite fission track results. Nb of grains is the number of crystals analyzed. ρ_d is the density of induced fission track density (per cm²) that would be obtained in each individual sample if its U concentration was equal to the U concentration of the CN5 glass dosimeter. Number in brackets is the total number of tracks counted. ρ_s and ρ_i represent sample spontaneous and induced track densities per cm². Number in brackets is the total number of tracks counted. [U] is the calculated uranium density. $P(\chi^2)$ is the probability in % of χ^2 for ν degrees of freedom (where ν = number of crystals – 1). D_{par} is the mean fission-track pit diameter in μm corrected following Sobel and Seward (2010) using a correction factor of 0.825. Ages have been calculated using the Trackkey software (Dunkl, 2002). Samples indicated # are from Meresse (2010).

TABLE 2

Apatite (U–Th)/He results. Nb of grains is the number of crystals analyzed into an aliquot; FT, geometric correction factor for age calculation; corrected age is the age corrected with the FT factor; the uncertainty of 1σ was fixed at 8% of the age; mean age, the pondered mean of the aliquot ages in each sample.

TABLE 3

Zircon (U–Th)/He results. FT, geometric correction factor for age calculation; eU, effective uranium concentration; corrected age, age corrected with the FT factor; the uncertainty of 1σ was fixed at 8% of the age; mean age, the pondered mean of the aliquot ages in each sample.

Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude [m]	Nb	$\rho_d \times 10^4$ cm ⁻²	$\rho_s \times 10^4$ cm ⁻²	$\rho_i \times 10^4$ cm ⁻²	[U] [ppm]	P(χ^2) [%]	Dpar [μ m]	Mean track length [μ m] ($\pm 1 \sigma$) (counted)	Central age [Ma] ($\pm 2\sigma$)
<i>Balaitous</i>												
GPY15	42°53'1.2"	00°16'1.00"	1417	24	94.36 (10038)	22.64 (294)	180.2 (2340)	21.96	0	1.4	--	22.23 \pm 2.1
#BA1	42°50'20.0"	00°17'25.7"	3137	20	141.4 (8282)	22.4 (136)	185.2 (1123)	14.9	42	2.1	13.5 \pm 1.9 (56)	29.3 \pm 2.7
#BA5	42°51'29.1"	00°17'22.2"	2080	20	134.7 (8282)	18.2 (74)	150.8 (611)	13.87	100	1.9	13.9 \pm 1.7 (66)	27.9 \pm 3.5
#BA8	42°45'15.3"	00°14'22.0"	1614	20	138.7 (8282)	24.3 (156)	281.3 (1806)	24.51	98	2.1	13.8 \pm 1.9 (114)	20.5 \pm 1.8
<i>Eaux-Chaudes</i>												
GPY09	42°53'14.5"	00°25'28.0"	1066	15	99.04 (10038)	12.46 (37)	182.24 (541)	21.66	10	1.1	--	12.2 \pm 2.2
GPY11	42°54'34.2"	00°24'36.9"	1208	22	102.4 (10038)	24.18 (121)	190.27 (952)	21.41	15	1.2	13.1 \pm 1.6 (20)	22.3 \pm 2.3
GPY12	42°57'1.5"	00°26'24.1"	677	13	104.4 (1044)	16.74 (52)	136.82 (425)	14.92	89	1.1	--	22.0 \pm 3.2
#JA2	42°47'45.5"	00°31'26.8"	1632	20	109.2 (7145)	19.5 (91)	135.8 (634)	17.72	93	--	--	26.8 \pm 3.1
#JA3	42°47'59.7"	00°31'14.6"	1641	16	112.7 (7373)	41.8 (156)	291 (1087)	32.67	2	--	--	30.0 \pm 3.5

Table 1

Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude (m)	Nb	²³⁸ U (μmol)	²³² Th (μmol)	⁴ He (μmol)	Ft	Raw age (Ma) ± 1σ	Corrected age (Ma) ± 1σ	Mean age (Ma) ± 1σ
<i>Balaitous</i>											
GPY15 1	42°53'11.2"	00°16'1.00"	1417	1	0.42531	0.53135	0.00718	0.727	10.21 ± 0.12	14.04 ± 0.16	9.4 ± 4.2 (9.3 ± 5.6)
GPY15 3				1	0.32811	0.31242	0.00312	0.676	6.08 ± 0.06	8.99 ± 0.07	
GPY15 4				1	0.13658	0.20121	0.00139	0.765	5.92 ± 0.1	7.74 ± 0.11	
GPY15 5				1	0.11808	0.18527	0.00290	0.669	14.04 ± 0.32	20.98 ± 0.46	
BA1 1-3-4	42°50'20.0"	00°17'25.7"	3137	3	0.37182	0.35352	0.00533	0.570	10.4 ± 0.11	18.23 ± 0.17	15.0 ± 3.4
BA1 2-5				2	0.17384	0.21111	0.00225	0.611	7.88 ± 0.11	12.9 ± 0.15	
BA5 6-3	42°51'29.1"	00°17'22.2"	2080	2	1.85155	2.15826	0.01671	0.688	4.22 ± 0.05	6.13 ± 0.06	6.3 ± 1.0
BA5 10-8				2	0.79015	0.89596	0.00540	0.702	4.02 ± 0.04	5.73 ± 0.05	
BA5 5-7				2	0.91906	1.05174	0.00665	0.731	4.46 ± 0.04	6.1 ± 0.05	
BA5 1-9				2	0.64933	0.68147	0.00416	0.772	5.54 ± 0.14	7.18 ± 0.05	6.27 ± 0.22
BA8 1-3-4	42°45'15.3"	00°14'22.0"	1614	2	0.58653	0.63138	0.00337	0.563	3.59 ± 0.04	6.37 ± 0.07	
BA85-7-8				2	0.64510	0.65350	0.00405	0.633	3.97 ± 0.04	6.26 ± 0.05	
BA8 9				3	0.33613	0.35925	0.00216	0.651	4.02 ± 0.05	6.17 ± 0.07	
<i>Eaux-Chaudes</i>											
GPY09 1	42°53'14.5"	00°25'28.0"	1066	1	0.35513	0.22046	0.00388	0.630	7.44 ± 0.1	11.81 ± 0.15	10.2 ± 6.1 (9.4 ± 5.0)
GPY09 2				1	0.25566	0.34676	0.00316	0.685	7.33 ± 0.11	10.69 ± 0.15	
GPY09 5-3				2	0.28581	0.21926	0.00468	0.522	10.84 ± 0.14	20.75 ± 0.25	
GPY09 6-4				2	0.40587	0.25853	0.00246	0.514	4.12 ± 0.06	8.01 ± 0.09	10.4 ± 3.0
GPY11 1	42°54'34.2"	00°24'36.9"	1208	1	0.33130	0.25048	0.00287	0.603	5.74 ± 0.08	9.52 ± 0.11	
GPY11 2				1	0.18611	0.19256	0.00163	0.522	5.51 ± 0.09	9.88 ± 0.13	
GPY11 3				1	0.21665	0.32194	0.00290	0.539	7.76 ± 0.11	14.39 ± 0.18	
GPY11 4				1	0.23296	0.21372	0.00173	0.472	4.78 ± 0.09	10.11 ± 0.16	6.56 ± 0.78
GPY12 1	42°57'11.5"	00°26'24.1"	677	1	0.41991	1.12264	0.00424	0.735	4.86 ± 0.05	6.61 ± 0.06	
GPY12 2				1	0.16894	0.40008	0.00140	0.673	4.17 ± 0.07	6.19 ± 0.08	
GPY12 3				1	0.16281	0.39808	0.00141	0.675	4.43 ± 0.08	6.39 ± 0.09	
GPY12 4				1	0.08278	0.27371	0.00079	0.538	4.22 ± 0.12	7.84 ± 0.14	
<i>Western Axial Zone</i>											
GPY14 1-2-6	42°53'57.4"	00°42'57.7"	1594	3	1.22745	1.79027	0.03435	0.691	15.87 ± 0.14	22.94 ± 0.19	20.3 ± 4.3
GPY14 3-4-5				3	1.63647	3.63252	0.04931	0.882	15.51 ± 0.11	17.58 ± 0.12	
GPY14 7-8				2	0.15968	0.41246	0.00557	0.829	17.01 ± 0.19	20.5 ± 0.22	

TABLE 2

Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude (m)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	⁴ He (nmol/g)	Ft	Ue	Raw age (Ma) ± 1σ	Corrected age (Ma) ± 1σ	Mean age (Ma) ± 1σ
<i>Balaitous</i>												
GPY15 1	42°53'11.2"	00°16'1.00"	1417	564.3	230.2	18.8	45.9	0.75	617.4	13.75 ± 0.69	18.4 ± 1.47	25.7 ± 6.5
GPY15 2				403.0	47.5	0.5	44.4	0.80	413.9	19.86 ± 0.99	25.0 ± 2.00	
GPY15 3				252.3	51.1	0.9	40.9	0.79	264.1	28.67 ± 1.43	36.2 ± 2.89	
GPY15 4				506.6	88.0	0.5	52.8	0.80	526.9	18.56 ± 0.93	23.2 ± 1.86	
BA1 1	42°50'20.0"	00°17'25.7"	3137	679.2	106.7	0.5	71.5	0.80	703.7	18.82 ± 0.94	23.6 ± 1.89	22.1 ± 1.2
BA1 2				590.8	118.7	0.8	55.4	0.80	618.1	16.59 ± 0.83	20.7 ± 1.66	
BA1 3				1040.4	121.1	0.5	102.1	0.81	1068.3	17.71 ± 0.89	21.8 ± 1.75	
BA5 1	42°51'29.1"	00°17'22.2"	2080	667.9	143.8	0.7	73.2	0.79	701.0	19.31 ± 0.97	24.6 ± 1.96	22.2 ± 1.7
BA5 2				318.1	50.7	0.3	30.1	0.79	329.8	16.92 ± 0.85	21.3 ± 1.70	
BA5 3				1125.8	120.3	0.5	103.5	0.80	1153.5	16.61 ± 0.83	20.8 ± 1.66	
BA8 1	42°45'15.3"	00°14'22.0"	1614	302.6	67.3	0.5	30.1	0.82	318.1	17.53 ± 0.87	21.4 ± 1.71	23.7 ± 2.3
BA8 3				163.4	54.3	0.5	21.0	0.85	176.0	22.03 ± 1.10	26.0 ± 2.08	
<i>Eaux-Chaudes</i>												
GPY09 1	42°53'14.5"	00°25'28.0"	1066	768.6	157.5	1.4	87.2	0.82	804.9	20.04 ± 1.0	24.3 ± 1.9	25.8 ± 2.0
GPY09 2				821.6	175.2	1.0	94.7	0.83	862.0	20.32 ± 1.0	24.4 ± 1.9	
GPY09 4	42°54'34.2"	00°24'36.9"	1208	573.7	157.0	3.1	77.6	0.82	609.9	23.52 ± 1.2	28.6 ± 2.3	23.1 ± 1.8
GPY11 1				456.0	106.3	1.1	46.7	0.80	480.4	17.99 ± 0.9	22.6 ± 1.8	
GPY11 2				995.8	258.7	0.8	96.1	0.80	1055.4	16.86 ± 0.8	21.2 ± 1.7	
GPY11 3				428.8	109.3	0.7	49.0	0.79	454.0	19.96 ± 1.0	25.4 ± 2.0	
GPY12 1	42°57'11.5"	00°26'24.1"	677	334.3	91.4	1.0	33.9	0.83	355.4	17.67 ± 0.9	21.4 ± 1.7	21.9 ± 0.6
GPY12 2				615.0	143.4	1.9	63.3	0.84	648.0	10.08 ± 0.9	21.5 ± 1.7	
GPY12 3				343.3	112.9	0.6	37.8	0.83	369.3	18.95 ± 0.9	22.7 ± 1.8	
JA3 1	42°47'59.7"	00°31'14.6"	1641	551.2	100.0	1.4	71.8	0.79	574.2	23.16 ± 1.16	29.4 ± 2.3	196.5 ± 19.1
JA3 2				124.4	31.2	0.6	14.8	0.78	131.6	20.74 ± 1.04	26.6 ± 2.1	
<i>Western Axial Zone</i>												
GPY01 1	43°02'17.6"	00°44'51.9"	510	131.3	99.9	1.1	17.8	0.70	154.3	21.26 ± 1.16	30.4 ± 2.4	32.0 ± 1.2
GPY01 2				202.4	102.2	0.8	29.7	0.73	226.0	24.29 ± 1.04	33.2 ± 2.7	
GPY01 3				128.9	63.0	8.7	18.3	0.73	143.4	23.56 ± 2.15	32.3 ± 2.6	
GPY03 1	43°02'29.1"	00°53'50.4"	312	234.8	71.7	0.6	27.1	0.69	251.3	19.94 ± 1.00	28.8 ± 2.3	28.3 ± 0.8
GPY03 2				125.5	98.9	6.8	15.5	0.67	148.3	19.32 ± 0.97	28.9 ± 2.3	
GPY03 3				83.2	89.7	1.1	10.5	0.69	103.9	18.63 ± 0.93	27.1 ± 2.2	

Table 3

Table 3 continued

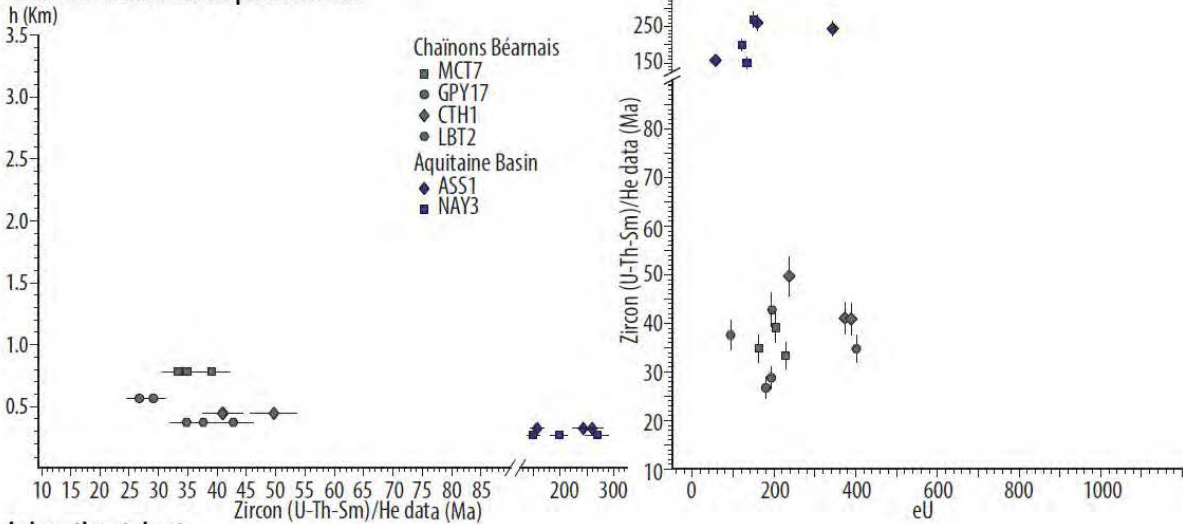
Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude (m)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	⁴ He (nmol/g)	Ft	Ue	Raw age (Ma) ± 1σ	Corrected age (Ma) ± 1σ	Mean age (Ma) ± 1σ
<i>Western Axial Zone</i>												
GPY04 1	42°57'08.8"	00°49'57.1"	1800	66.3	52.8	0.3	10.4	0.81	78.5	24.48± 1.22	30.2 ± 2.4	32.6 ± 2.2
GPY04 2				30.3	34.5	0.4	5.2	0.78	38.2	25.04± 1.25	31.9 ± 2.6	
GPY04 3				145.4	107.8	0.5	25.9	0.79	170.2	28.10± 1.41	35.5 ± 2.8	
GPY05 1	42°51'05.4"	00°42'03.9"	1194	156.9	44.2	0.8	38.9	0.78	167.0	43.05± 2.15	55.0 ± 4.4	36.7 ± 13.2
GPY05 2				838.5	583.5	3.4	96.7	0.76	972.8	18.36± 0.92	24.3 ± 1.9	
GPY05 3				552.9	185.4	1.1	72.7	0.73	595.6	22.58± 1.13	30.9 ± 2.5	
GPY06 2	42°49'33.7"	00°42'40.2"	1097	32.6	32.2	0.5	4.1	0.78	40.0	35.24± 0.95	24.2 ± 1.9	25.5 ± 1.3
GPY06 3				58.8	40.2	0.6	8.0	0.81	68.1	18.94± 1.08	26.8 ± 2.1	
GPY07 1	42°56'55.8"	00°50'11.1"	1579	93.9	28.6	2.8	15.4	0.78	100.5	28.30± 1.41	36.3 ± 2.9	34.0 ± 2.3
GPY07 2				88.1	13.0	1.0	11.9	0.76	91.1	24.26± 1.21	31.8 ± 2.5	
GPY08 1	42°54'11.68"	00°48'53.61"	1810	56.9	26.8	0.5	10.2	0.80	63.0	29.97± 1.50	37.5 ± 3.0	61.6 ± 17.7
GPY08 2				110.3	77.2	0.6	40.0	0.72	128.1	57.48± 2.87	79.4 ± 6.3	
GPY08 3				45.5	18.2	1.0	14.5	0.79	49.7	53.82± 2.69	67.9 ± 5.4	
GPY14 1	42°53'57.4"	00°42'57.7"	1594	268.4	274.5	2.2	73.5	0.78	331.6	40.79± 2.03	52.4 ± 4.2	33.8 ± 14.2
GPY14 2				961.9	384.9	67.3	62.0	0.78	1050.8	10.92± 0.55	14.1 ± 1.1	
GPY14 3				925.9	290.9	5.4	120.4	0.80	992.9	22.44± 1.12	28.1 ± 2.2	
GPY14 4				441.1	112.9	1.5	81.1	0.79	467.1	32.11± 1.61	40.7 ± 3.2	
<i>North Pyrenean Zone</i>												
CTH1 1	43°06'15,9"	00°16'52,0"	439	344.9	124.1	1.3	63.8	0.77	373.5	31.55± 1.58	41.1 ± 3.3	43.9 ± 4.1
CTH1 2				362.9	111.7	0.6	67.9	0.79	388.6	32.29± 1.61	40.9 ± 3.3	
CTH1 3				22.6	66.8	0.5	52.5	0.82	237.0	40.93± 2.05	49.7 ± 4.0	
ASS1 1	43°09'10,5"	00°15'09,5"	317	44.6	49.6	1.0	37.6	0.78	56.1	122.51± 6.13	156.7 ± 12.5	219.7 ± 45.1
ASS1 2				148.3	43.6	1.3	180.3	0.80	158.4	206.51± 10.35	2596 ± 20.8	
ASS1 3				298.5	192.7	3.9	343.4	0.75	342.9	182.28± 9.11	242.9 ± 19.4	
MCT7 1	43°04'12,9"	00°19'22,7"	778	185.7	78.7	3.1	34.5	0.80	203.8	31.28± 1.56	39.1 ± 3.1	35.8 ± 2.4
MCT7 2				194.4	150.3	4.9	32.5	0.78	229.0	26.19± 1.31	33.4 ± 2.7	
MCT7 3				157.7	21.5	0.6	24.0	0.79	162.7	27.35± 1.37	34.8 ± 2.8	
LBT2 1	43°07'15,6"	00°14'05,7"	367	82.9	46.2	0.8	15.0	0.79	93.5	29.61± 1.48	37.6 ± 3.0	38.4 ± 3.3
LBT2 2				181.6	54.8	0.4	36.6	0.81	194.2	34.82± 1.74	42.8 ± 3.4	
LBT2 3				378.7	98.7	1.4	58.3	0.77	401.4	26.88± 1.34	34.8 ± 2.8	

Table 3 continued

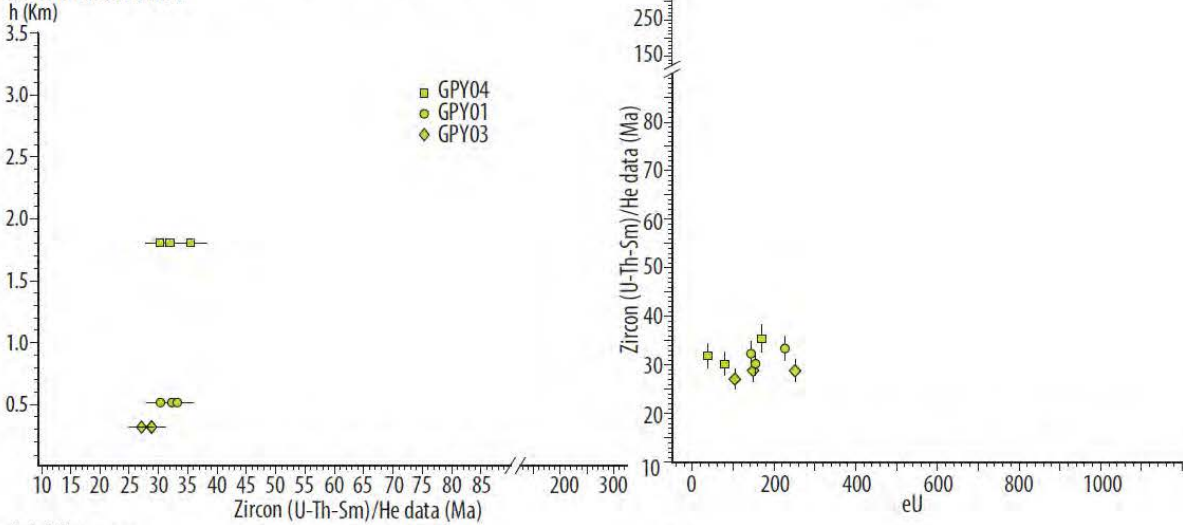
Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude (m)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	⁴ He (nmol/g)	Ft	Ue	Raw age (Ma) ± 1σ	Corrected age (Ma) ± 1σ	Mean age (Ma) ± 1σ
<i>North Pyrenean Zone</i>												
NAY3 1	43°10'29,4"	00°17'20,1"	266	130.3	10.6	0.4	87.0	0.81	132.7	120.33± 6.02	148.9 ± 11.9	205.1 ± 49.2
NAY3 2				141.6	32.1	0.9	176.8	0.80	149.0	215.49± 10.77	268.7 ± 21.5	
NAY3 3				113.9	29.2	0.8	103.6	0.79	120.6	157.01± 7.85	197.9 ± 15.8	
GPY17 1	43°01'05.2"	00°24'47.5"	559	174.8	79.4	0.5	22.5	0.75	193.1	21.59± 1.08	28.8 ± 2.3	27.8 ± 1.1
GPY17 3				166.9	57.3	0.6	19.7	0.76	180.1	20.23± 1.01	26.7 ± 2.1	

Supplementary materials 2

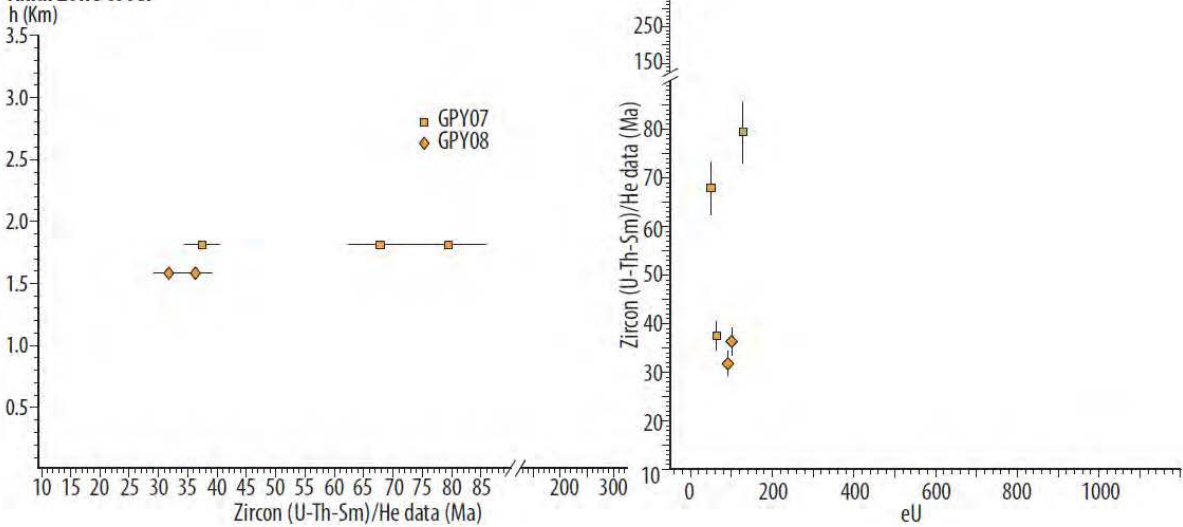
Châinons Béarnais and Aquitaine Basin



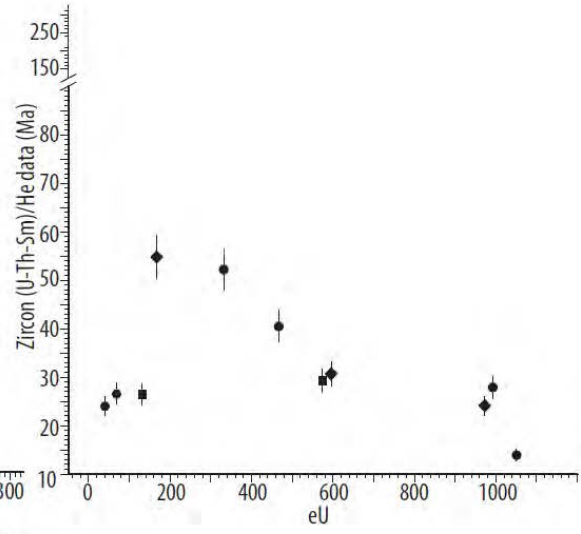
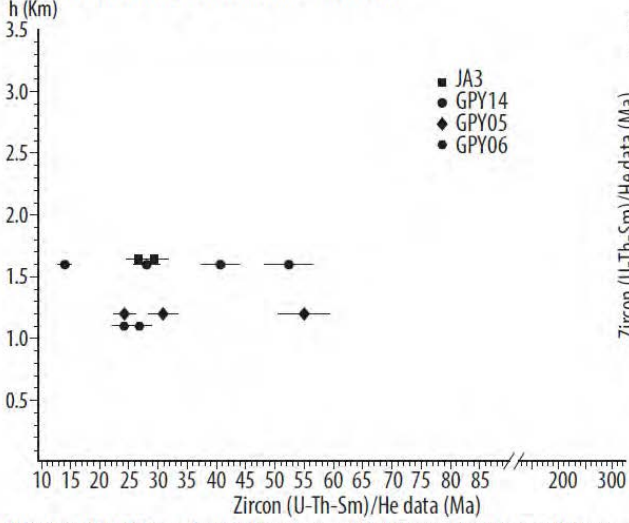
Lakora thrust sheet



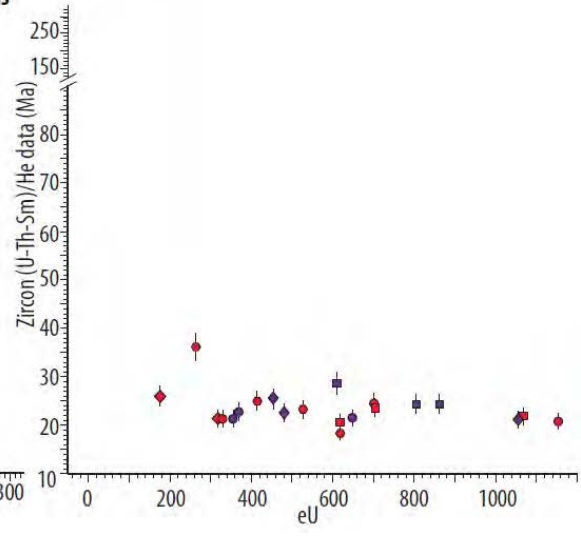
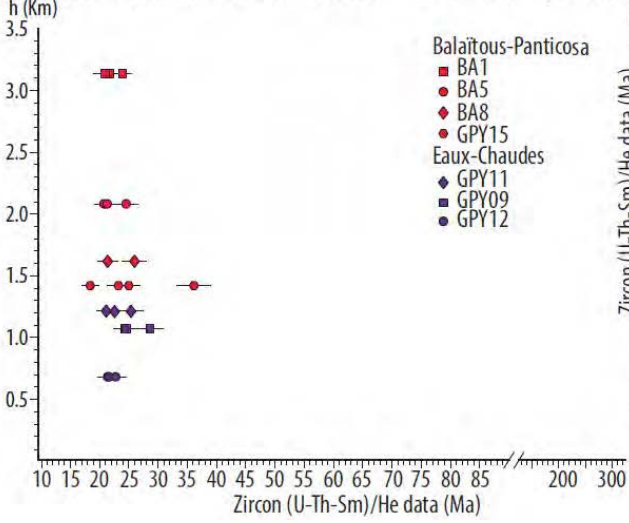
Axial Zone cover



Western Axial Zone: detrital Paleozoic rocks



Western Axial Zone: Eaux-Chaudes and Balaitous-Panticosa plutons



ANNEXE 3

Résultats des analyses (U-Th)/He sur apatite

Sample	Latitude (North)	Longitude (East)	Altitude (m)	Nb	U (ppm)	Th (ppm)	He (nccSTP/g)	Ft	Raw age (Ma)	± 1s	Corrected age (Ma)	± 1s
<i>Poudingues de palassou</i>												
VN1C	43°11'43.2"	01°02'1.0"	262	1	3	4	16160.4	0.797	36.2	2.9	45.4	3.6
VN1D			262	1	10	13	93147.3	0.805	58.8	4.7	73.1	5.8
<i>Grès de furne</i>												
VN2B	43°05'43.1"	01°24'1.4"	305	1	224	116	1887167.3	0.728	62.1	5.0	85.3	6.8
VN2D			305	1	25	53	166479.7	0.701	36.3	2.9	51.8	4.1
VN2E			305	1	149	150	931989.9	0.715	41.7	3.3	58.4	4.7
VN2G			305	1	57	158	407657.6	0.706	35.8	2.9	50.7	4.1
VN3	43°05'43.1"	01°25'1.4"	343	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN4	42°59'43"	01°48'1.8"	277	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN5A	42°58'52"	01°50'1.7"	485	1	7	10	95559.5	0.858	89.5	7.2	104.3	-
VN5C			485	1	6	10	53738.5	0.836	50.5	4.0	60.4	-
VN6	43°05'43.1"	01°49'1.8"	324	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN7	42°57'42.9"	02°02'2.0"	419	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN8	42°57'42.3	02°05'2.1"	566	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN9	42°56'42.9"	02°05'2.1"	672	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN10	42°59'43"	02°05'02.1"	766	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN11	42°59'43"	02°38'02.6"	460	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VN12	42.780367°	2.547031°	350	-	-	-	-	-	-	-	-	-

