



HAL
open science

Évolution du contenu détritique sédimentaire au cours d'un cycle orogénique

Juliette Rat

► **To cite this version:**

Juliette Rat. Évolution du contenu détritique sédimentaire au cours d'un cycle orogénique. Sciences de la Terre. Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2019. Français. NNT : . tel-02167789

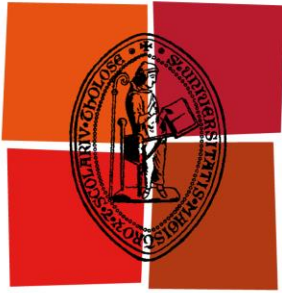
HAL Id: tel-02167789

<https://theses.hal.science/tel-02167789v1>

Submitted on 28 Jun 2019

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.



Université
de Toulouse

THÈSE

**En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Sciences de la Terre et des planètes Solides

Présentée et soutenue par :

Juliette Rat

le : *lundi 11 février 2019*

Titre :

**Évolution du contenu sédimentaire détritique au cours d'un
cycle orogénique**

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Directeur.rice.s de Thèse :

Frédéric Mouthereau et Stéphanie Brichau

Membres du jury :

M. Jocelyn BARBARAND, Rapporteur
M.Sébastien CASTELLTORT, Rapporteur
Mme Mary FORD, Rapporteur
M.Sébastien CARRETIER, Examineur
M. Antonio TEIXELL, Examineur
M. Frédéric MOUTHEREAU, Directeur de thèse
M. Stéphanie BRICHAU, Directrice de thèse
M. Emmanuel MASINI, Invité
M. Matthias BERNET, Invité

Résumé

Titre : Évolution du contenu sédimentaire détritique au cours d'un cycle orogénique

Les sédiments reflètent l'évolution des processus de surface résultant des interactions entre tectonique et climat. Cette thèse est focalisée sur le nord de l'Ibérie, qui enregistre les différentes étapes du cycle alpin. Elle a pour but, au travers d'une étude combinée thermochronométrique basse température, de retracer l'évolution du contenu détritique du rifting, à la surrection de la chaîne jusqu'à la destruction de celle-ci.

En premier lieu, une approche locale nous permet de contraindre l'évolution tectono-thermale et détritique sur les derniers 100 Ma d'un ancien bassin du système de rift ibérique : le bassin de Cameros.

En second temps, une étude étendue à l'échelle du bassin de l'Èbre explore les biais de la thermochronologie détritique basse température sur le signal source grâce à de nouvelles données pétrographiques et géochronologiques.

Enfin, l'ensemble des résultats est intégré dans une proposition de reconstruction de la paléogéographie de l'Ibérie, de l'Oxfordien au Miocène supérieur.

MOTS-CLES : Ibérie - Thermochronologie - Cycle alpin - « Sources to Sink » -Bassin sédimentaire

Abstract

Title: Detrital sedimentary content evolution during an orogenic cycle

Surface processes changes resulting from tectonics and climate interactions are potentially preserved by the sedimentary record. Here we focus on the North Iberian plate, which records each phase of the alpin cycle. In order to study the detrital content evolution from rifting to mountain formation we use a combination of low temperature thermochronometers.

First, results allow us to constrain the tectono-thermal and detrital histories of the Cameros inverted mesozoic rift basin over 100 Ma. Then, new thermochronological, petrological and geochronological data lead us to extend this observation at the Ebro basin regional scale and to explore the detrital thermochronology potential bias on the source signal.

Finally, these results are integrated into a reconstruction proposal of the Iberian paleogeography, from the Oxfordian to the late Miocene.

KEYWORDS: North Iberia –Thermochronology - Alpine cycle – Sources to Sink –
Sedimentary basin

Remerciements

La thèse est un bien curieux parcours constitué de cheminement scientifique captivant entrecoupé de période de désillusion, où l'on trouve que finalement, élever des lamas au fin fond du Larzac serait une bien meilleure alternative de vie. Quelques heures sont parfois suffisantes pour qu'opère la bascule entre ces deux états (en particulier à la fin du doctorat). Fort heureusement, la gestation d'une thèse ne se fait pas seule. J'ai donc pu bénéficier d'une quantité de soutiens et d'aides indispensables pour l'accomplissement de ce travail.

Merci donc à mes deux directeurs. Frédéric tout d'abord, pour ta patience tout au long de ses 3 années. Stéphanie pour ton soutien et pour tes interventions plus que motivantes sans lesquels je me serais perdue dans de longues périodes d'introspections et de dispersion. Merci encore d'avoir partagé avec moi vos expériences et connaissances, qu'elles soient structurales ou géochronologiques (liste non exhaustive).

Merci aux chercheurs et chercheuses ayant contribué à ce travail aussi bien à Toulouse, à Milan qu'à Grenoble. Merci à Mélanie Balvay pour son aide lors de palpitantes semaines de séparation et de piquage de zircon. Un grand merci également à Fabienne, Magalie et Jeff pour leurs conseils, leurs patiences et leurs aides. Merci à Mara et Giovanni pour avoir aidé à avancer ce long travail de pétrographie au combien fastidieux.

Enfin, merci aux précaires de la recherche qui ont su transformer cette aventure en ravissement de chaque instant, et ce, depuis le début. Merci donc aux anciens Mr. T, Léandre, Jing, Evilskaven, Laetitia ; et aux moins anciens, Sophia, Mathilde, Anissa, Artiom et Dahedrey. Merci également aux précaires d'ailleurs, en particulier Floriane et par extension Robert Polochon premier du nom. Un merci particulier aux mouffettes qui je l'espère m'accompagneront encore pour d'autres aventures que ce soit en Ardèche voir le FLAN, dans des lieux résilients avec des gens trop bienveillants, dans des randonnées festives, à la fête de la châtaigne ou simplement pour picoler. Pour terminer, merci à Alexandre, qui gueulera parce que son nom figure sur cette page, mais qui aurait gueulé tout autant s'il n'y figurait pas.

Sommaire

<i>Résumé</i>	<i>iii</i>
<i>Abstract</i>	<i>iv</i>
<i>Remerciements</i>	<i>v</i>
<i>Sommaire</i>	<i>vii</i>
Chapitre 1	3
<i>Introduction</i>	<i>3</i>
1. Généralités et définitions	<i>3</i>
1.1. Cycle orogénique	<i>3</i>
1.2. Interactions entre tectonique et climat	<i>8</i>
2. Les différentes approches « Source-to-Sink » sur le long terme	<i>12</i>
2.1. Les études de caractérisation des flux	<i>12</i>
2.2. Les études de provenance	<i>13</i>
3. Problématique et questions	<i>15</i>
Chapitre 2	21
<i>Contexte</i>	<i>21</i>
1. Géodynamique et cinématique de la plaque ibérique pendant le cycle alpin	<i>23</i>
1.1. De l'héritage Hercynien au démantèlement de la Pangée : La phase d'amincissement mésozoïque	<i>23</i>
1.2. Démantèlement de la Pangée : La phase de rifting mésozoïque	<i>25</i>
1.3. La compression Alpine	<i>32</i>
1.4. Fin du cycle alpin et extension miocène en Méditerranée	<i>33</i>
2. Structure, thermicité et bassins	<i>34</i>
2.1. Les chaînes Ibérique et Catalane	<i>34</i>
2.2. La chaîne Pyrénéenne	<i>38</i>
2.3. Le Système Centrale Ibérique	<i>44</i>
2.4. La chaîne Basco-Cantabre	<i>44</i>
2.5. Les bassins de rift mésozoïques	<i>44</i>
2.6. Le bassin de L'Èbre	<i>50</i>
3. Évolution tectono-sédimentaires du nord de l'Ibérie	<i>52</i>
3.1. Le massif ouest Ibérique	<i>52</i>
3.2. Évolution tectono-sédimentaire des bassins de rifts mésozoïques pyrénéens et Ibériques	<i>53</i>
3.3. Remplissage et évolution des transferts sédimentaires du bassin de L'Èbre	<i>65</i>
4. Synthèse	<i>72</i>

Chapitre 3	75
<i>Méthodes</i>	75
1. Thermochronologie.....	75
1.1. Thermochronologie basse température.....	75
1.2. Datation U/Pb sur zircon.....	93
1.3. Provenance : Représentation et traitement statistique des distributions.....	96
2. Pétrographie.....	100
2.1. Pétrographie.....	100
2.2. Minéraux lourds.....	103
Chapitre 4	105
<i>Évolution Tectono-thermal du bassin de Cameros : Implication sur la tectonique du nord de l'Ibérie</i>	105
Résumé étendu.....	106
Chapitre 5	139
<i>Évolution de l'enregistrement thermochronologique basse-température et pétrographique des sédiments détritiques du domaine nord-ibérique</i>	139
1. Introduction.....	139
2. Évolution thermique de la plaque ibérique.....	141
2.1. Cycles orogéniques paléozoïques et antérieurs.....	142
2.2. Cycle alpin.....	146
3. Stratégie et échantillonnage.....	148
3.1. Coupe de Sobron (chaîne Cantabre – [1]).....	151
3.2. Coupe de Bot (chaîne catalane – [5]).....	151
3.3. Coupe de Ségura de los Baños (Branche Aragonaise- [4]).....	153
3.4. Coupe de Salinas (Bassin de Jaca – [2]).....	155
4. Résultats.....	156
4.1. Analyses des traces de fission sur zircon détritiques.....	156
4.2. Analyses (U-Th-Sm) /He sur apatite.....	159
4.3. Analyses U/Pb sur zircon.....	161
4.4. Analyses pétrographiques des sédiments.....	164
5. Discussion.....	171
5.1. Comparaison U-Pb in situ/détritique par échantillon.....	171
5.2. Source des zircons datés par analyses ZFT.....	178
5.3. Analyses pétrographiques des sédiments.....	182
6. Synthèse : Évolution temporelle et spatiale du signal détritique et biais potentiels.....	187
6.1. Transition syn- à post-rift au nord de l'Ibérie au Mésozoïque.....	188
6.2. Transition post-rift à syn à post-orogénique au Tertiaire.....	190
6.3. Transition Miocène – Présent.....	190
7. Conclusion.....	195
7.1. Cameros vs Èbre / source potentielle / recyclage.....	195
7.2. Avantage de la méthode ZFT et possible biais des méthodes utilisées.....	196
7.3. Changement drastique du signal détritique du Miocène à l'actuel.....	197
Chapitre 6	199
<i>Synthèse, discussion et perspective</i>	199

1.	Synthèse paléogéographique.....	200
1.1.	Oxfordien-Kimmeridgien (163-152 Ma)	200
1.2.	Barrémien-Aptien (129-113 Ma)	200
1.3.	Albien (113-100 Ma).....	204
1.4.	Éocène inférieur (56-38 Ma).....	204
1.5.	Eo-Oligocène (38-23 Ma).....	208
1.6.	Miocène supérieur.....	208
2.	Empreinte thermique du rifting	211
3.	Évolution récente du bassin de l'Èbre	214
3.1.	Géomorphologie du bassin de l'Èbre au Miocène.....	214
3.2.	Résultats des modélisations AHe et conséquence sur la morphologie du bassin au Miocène	214
3.3.	Modélisation géomorphologique et évolution du contenu détritique (CIDRE).....	219
	<i>Conclusion Générale</i>	229
	<i>Table des figures</i>	233
	<i>Références</i>	245
	<i>Annexes</i>	289
1.	Protocoles expérimentaux FT et AHe.....	290
1.1.	Échantillonnage et séparation des minéraux	290
1.2.	Traces de fission	290
1.3.	(U-Th-Sm)/He sur apatite	290
2.	Diagramme des moyennes pondérées des âges U-Pb obtenues sur les standards Tardree, 91500 et Plesovice	291
3.	Données ZFT	293
4.	Données AFT.....	316
5.	Radial Plot ZFT	322
6.	Radial plot AFT.....	325
7.	Spectres Raman	326
8.	Résultats Multi-Equilibres	327
9.	Conversion des données vitrinites	329
10.	AHe.....	331
11.	Données U-Pb sur zircon	333

Chapitre 1

Introduction

Introduction	3
1. Généralités et définitions	3
1.1. <i>Cycle orogénique</i>	<i>3</i>
1.2. <i>Interactions entre tectonique et climat</i>	<i>8</i>
2. Les différentes approches « Source-to-Sink » sur le long terme	13
2.1. <i>Les études de caractérisation des flux</i>	<i>13</i>
2.2. <i>Les études de provenance</i>	<i>14</i>
3. Problématique et questions	15

L'évolution et la construction des paysages géologiques résulte (i) des interactions entre tectonique et climat et (ii) de l'héritage tectonique, thermique et rhéologique de la lithosphère. Ces informations sont contenues et enregistrées par les sédiments préservés. La thermochronologie détritique basse température permet à la fois de recouvrir l'histoire thermique des sédiments et des sources qu'ils contiennent. Ils constituent donc un outil idéal pour retracer l'évolution des paysages géologiques.

1. Généralités et définitions

1.1. Cycle orogénique

La lithosphère continentale, contrairement à la lithosphère océanique, est très hétérogène de par son évolution complexe au cours des temps géologiques depuis le début de sa formation il y a près de 4 Ga (Figure 1). Suite à une période très fortement marquée par de la différenciation magmatique, la Terre est entrée dans la tectonique des plaques modernes il y a probablement 2.2-2.1 Ga (François et al., 2018). Depuis, son évolution tectonique et magmatique complexe est marquée par des cycles d'accrétion et de fragmentation illustrés par les cycles orogéniques mis en évidence par Wilson (1966). Les différences dans l'architecture structurale, rhéologique et thermique soulignent l'importance de l'héritage dans les processus géodynamiques. Ces hétérogénéités conduisent ainsi à la localisation de zones de faiblesse, lesquelles sont constamment

réutilisées lors des phases tectoniques successives, qu'elles soient extensives ou compressives (Pérez-Gussinyé & Watts, 2005; Audet & Bürgmann, 2011). La réutilisation de ces zones de faiblesse signifie donc que les domaines amincis et les domaines où se forment les chaînes de montagnes se manifestent et se relaient au même endroit de manière cyclique. À l'inverse, il existe sur Terre des domaines préservés de toutes déformations comme les cratons (Pollack, 1986) (Figure 1).

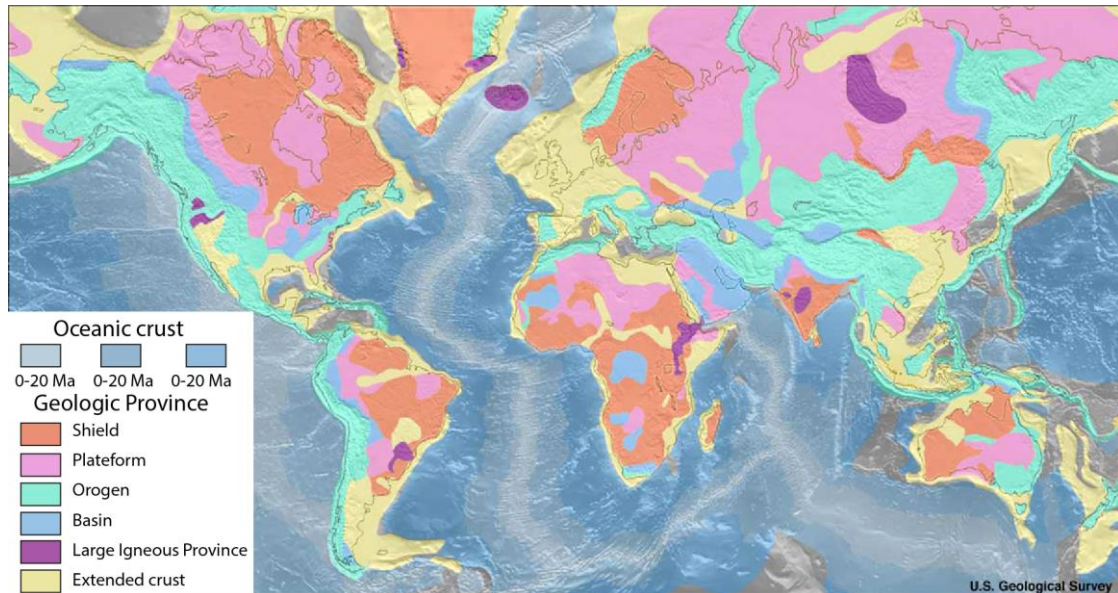


Figure 1 Carte du monde des provinces géologique disponible via le lien : <https://earthquake.usgs.gov/data/crust/maps.php>

Un cycle orogénique de Wilson peut être divisé en quatre étapes : (i) l'amincissement ou « rifting » de la lithosphère continentale (ii) l'océanisation, (iii) la subduction et enfin (iv) la collision (Figure 2).

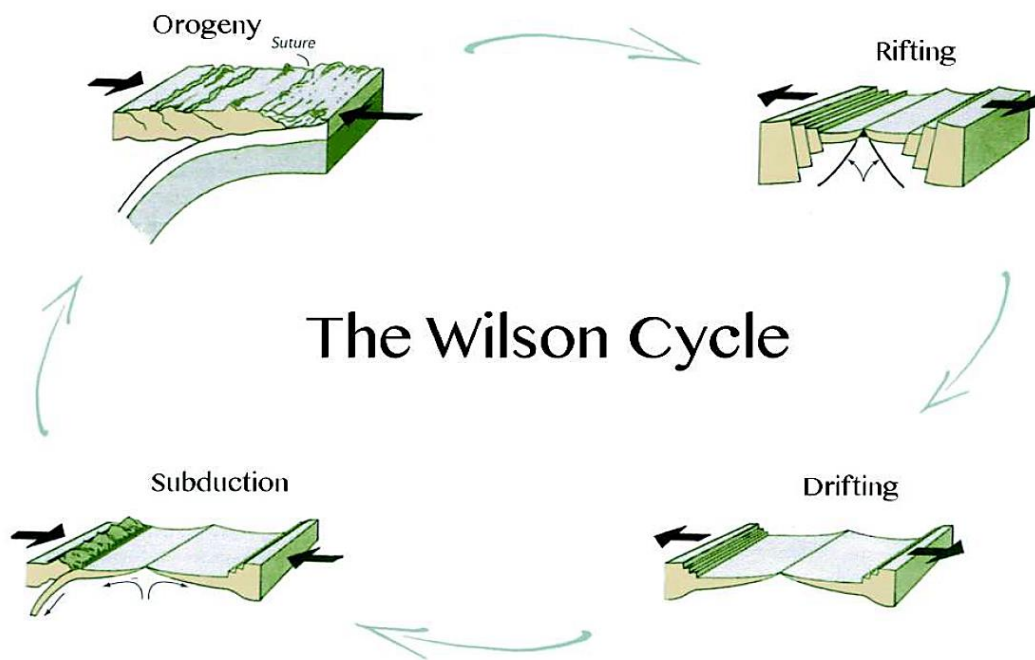


Figure 2 Illustration des différentes étapes géodynamiques dans un cycle orogénique d'après Chenin, (2016) et reprise d'Allègre et Dars (2009).

La manifestation la plus évidente du rôle de l'héritage dans la déformation continentale est (i) la réutilisation de failles formées lors d'évènements géodynamiques antérieurs (Jackson, 1980; Brun & Choukroune, 1983), (ii) la localisation de la sismicité en relation avec les contrastes de rigidité hérités (Audet & Bürgmann, 2011; Sykes, 1978) et (iii) le style de la déformation compressive au front des orogènes qui varie en fonction de l'âge et donc des propriétés physiques héritées (Mouthereau et al., 2013). Par exemple, en Europe de l'ouest, de nombreuses failles décrochantes, mises en place à la fin du cycle hercynien, sont réutilisées durant le cycle alpin en compression ou en extension (Burg et al., 1994). La réactivation de ces faiblesses structurales n'est néanmoins pas systématique car elle dépend de l'orientation des contraintes tectoniques en jeu (Peacock et al. 2017).

L'architecture et les propriétés physiques mécaniques et thermiques des marges continentales riftées jouent un rôle majeur dans l'évolution des orogènes de collision. Classiquement les rifts continentaux ont été séparés en deux modèles, selon que l'amincissement lithosphérique soit symétrique ou asymétrique.

Ces deux types de rifts font échos aux modèles de McKenzie (1978) et de Wernicke (1981). Le premier modèle considère que les contraintes extensives présentes aux limites des plaques forme un rift symétrique. Celui-ci est associé à des failles à fort angle, un amincissement en cisaillement pure du manteau lithosphérique et une remontée passive de l'asthénosphère (Figure 3). Le remplacement progressif du manteau asthénosphérique par le manteau lithosphérique plus dense induit une subsidence thermique post-rift. A l'inverse le modèle de Wernicke (1981) considère un amincissement asymétrique accommodé le long d'un détachement ou faille normale à faible angle (Figure 3). Dans ce cas, la subsidence maximale à la surface ne sera pas située à l'aplomb de la partie la plus amincie.

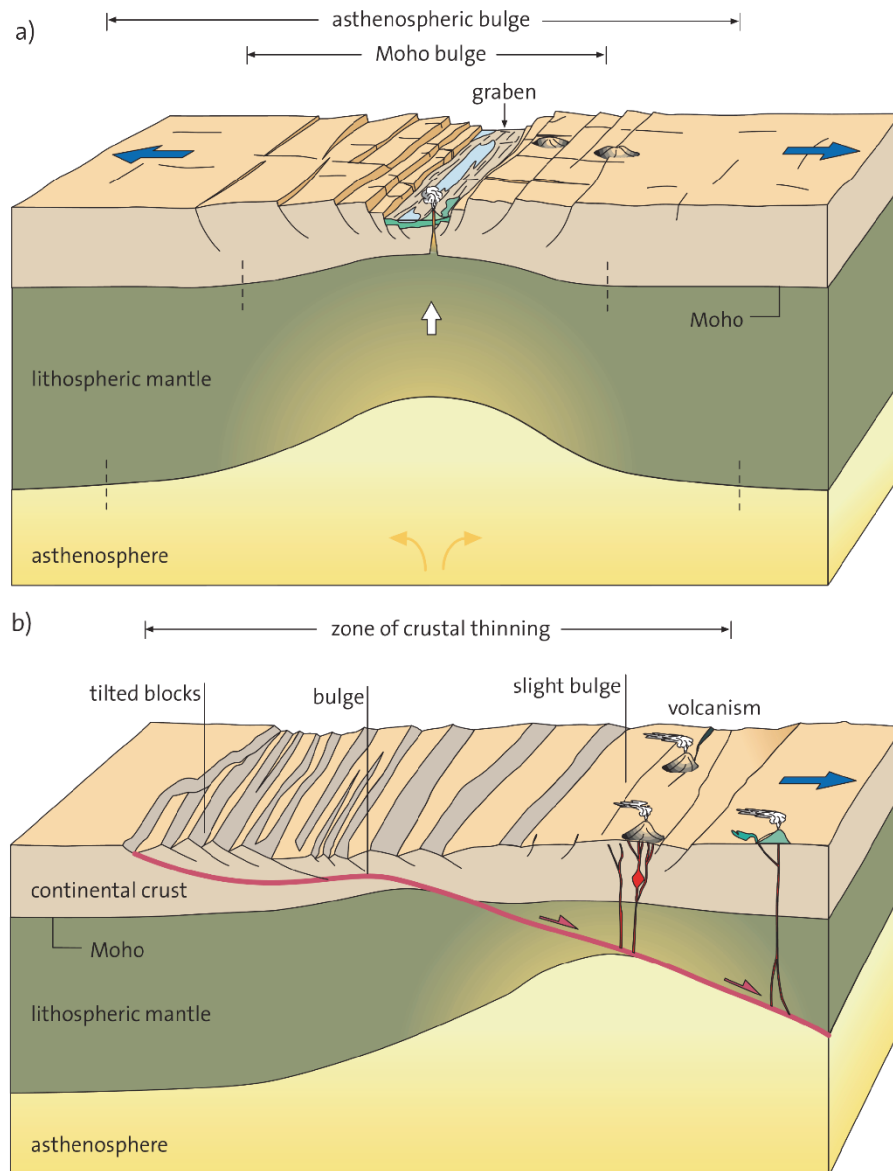


Figure 3 Modèles de rifts en (A) cisaillement pur (symétrique) et (B) cisaillement simple (asymétrique) d'après Frisch et al., (2011) modifié de McKenzie, (1978) et Wernicke, (1985)

Depuis, de nouvelles observations au niveau de la transition océan-continent rendues possibles par de nouvelles méthodes géophysiques ont montré l'importante diversité des systèmes extensifs en fonction du taux de d'extension, des gradients géothermiques et du profil rhéologique de la lithosphère (Buck, 1991; Pérez-Gussinyé & Reston, 2001; Manatschal, 2004; Lavier & Manatschal, 2006). L'inversion des marges passives et leurs impacts sur la construction d'une chaîne de montagnes seront donc dépendants de l'architecture structurale et thermique héritée. De plus, la fin du rift est généralement considérée quand le début de l'océanisation se met en place, mais dans une partie des cas cette océanisation n'a pas lieu. Les différents stades de maturité atteint par le système (ex :Figure 4 et Figure 5) influent donc également sur l'inversion du système extensif (Figure 5). Or, les particularités des systèmes extensifs sont peu prises en compte. Mise à part quelques études récentes (Butler et al., 2006; Mohn et al., 2014; Mouthereau et al.,

2014a; Tugend et al., 2015; Vacherat et al., 2014a), les orogènes sont trop souvent étudiés sans tenir compte des caractéristiques initiales des marges impliquées.

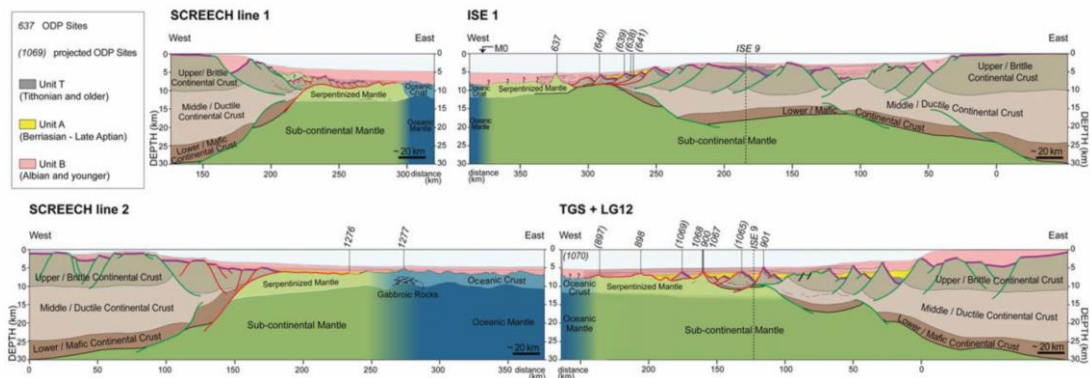


Figure 4 Exemple de marge passive ayant atteint l'océanisation. Cette figure représente la marge ouest ibérique et Terre-Neuve d'après Sutra et al. (2013). On peut noter la variabilité de l'architecture de la zone de necking entre les deux marges ibériques, seulement séparées par 100km l'une de l'autre.

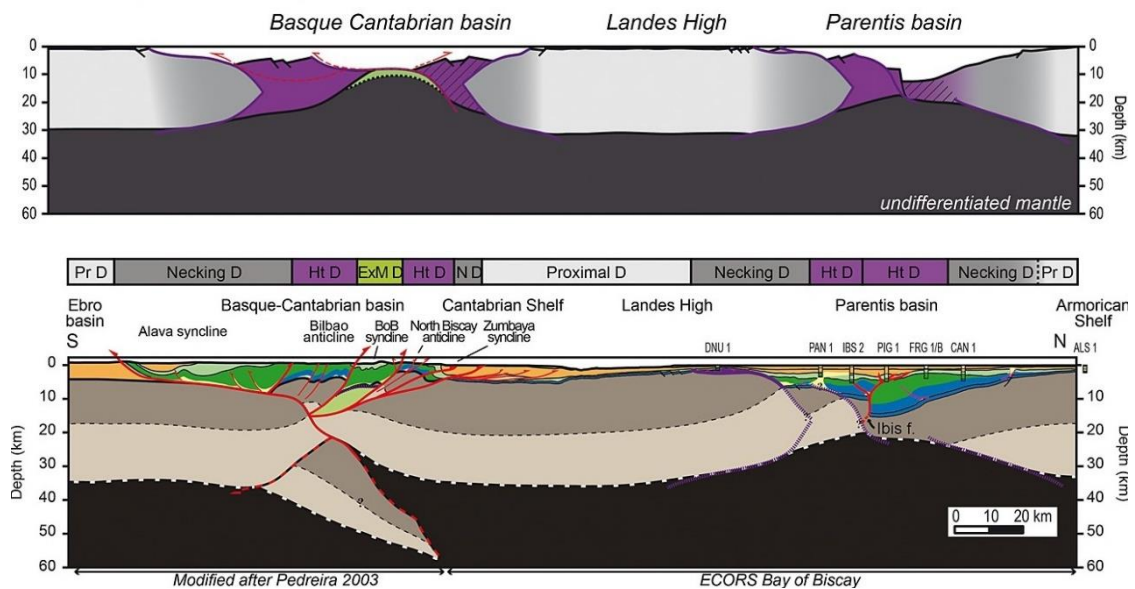


Figure 5 Exemple schématique de marge ayant atteint différent stade de maturité (amincissement extrême de la lithosphère et exhumation du manteau sous continentale du bassin Basque-Cantabre vs rifting continentale du bassin de Parentis) et de son influence dans la déformation compressive subséquente d'après Tugend et al., (2014).

De la même façon, la construction d'un orogène implique la mise en place de structures majeures affectant la lithosphère. De plus, celle-ci aboutit également à des hétérogénéités lithologiques et thermiques fortes. Ces hétérogénéités affectent la déformation extensive subséquente et réutilisent souvent les failles inverses créées lors de l'orogénèse. C'est par exemple le modèle proposé pour la partie nord-est de l'Ibérie où l'extension Oligo-Miocène, reliée à la formation du Golfe de Valence, reprend les failles inverses formées lors de la compression précédente (Figure 6, Roca et al., 1999; Roca & Guimerà, 1992). Dans le cas de certaines orogénèses telles que la chaîne hercynienne, la fusion partielle de la croûte continentale inférieure et la mise en place de nombreux plutons, créent des disparités thermiques et rhéologiques dans la lithosphère continentale.

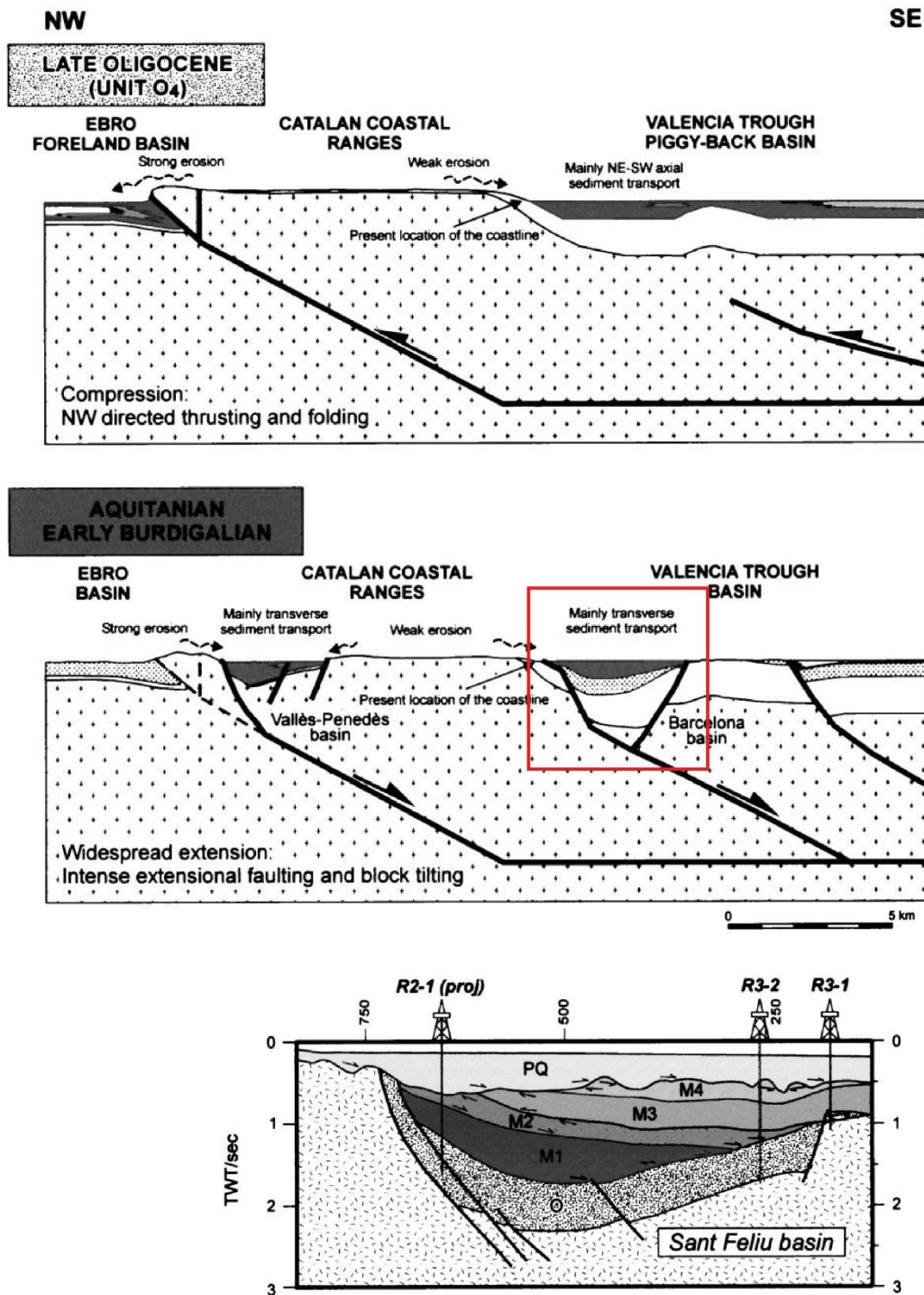


Figure 6 Exemple de reprise en extension au cours du Miocène d'ancienne faille inverse ayant isolé des bassins piggy-back à l'Oligocène inférieur dans la chaîne catalane, d'après Roca et al., (1999). Les dépôts oligocènes sont en pointillés et les dépôts miocène-pléistocène sont en gris.

1.2. Interactions entre tectonique et climat

Les formes des paysages géologiques résultent de l'interaction complexe de processus de surface tel que les précipitations, les variations eustatiques du niveau de la mer, la subsidence, le soulèvement voir les modifications anthropologiques dans les systèmes récents (Allen, 2008a; Romans et al., 2016; Allen, 2017). Ces processus de surface

constituent une réponse aux forçages tectoniques et climatiques, encore mal connues, des enveloppes externes de la Terre par le biais de nombreuses rétroactions. Par exemple, la formation d'une pente et d'une topographie peut entraîner une boucle de rétroaction positive en contrôlant les précipitations via un effet orographique qui conduit à amplifier la quantité d'exhumation qui sera à son tour compensée par une réponse tectonique (Willett, 1999). Les processus de surface reflètent également la dynamique du manteau profond (White & McKenzie, 1988; Moucha & Forte, 2011; Braun, 2010) ou les changements de structure lithosphérique (Royden, 1993; Rouby et al., 2013).

Chacune de ces perturbations modifient la morphologie du paysage qui doit s'adapter au travers d'une redistribution des masses pour maintenir une topographie stable (Allen, 2008a; Willett & Brandon, 2002). Ces perturbations sont reflétées par les variations de taux d'érosion et de flux sédimentaire qui impactent la morphologie du paysage et la sédimentation dans les bassins.

La dynamique du recyclage sédimentaire et de leurs environnements géomorphologiques associés est donc essentielle pour reconstituer la réponse de la Terre vis-à-vis des changements tectonique et climatique au cours du cycle orogénique (Whipple, 2009).

1.2.1. Définition d'un système sédimentaire

Les systèmes sédimentaires sont modelés par des domaines en érosion qui sont couplés aux systèmes en accumulation ou en dépôt. Ces systèmes sédimentaires sont plus précisément décrits par Schumm (1977) qui les subdivisent en trois parties : une zone de dénudation, une zone de transfert sédimentaire et enfin une zone de dépôt et d'accumulation (Figure 7).

La zone de transfert est définie par l'équilibre entre la mobilité et le stockage des sédiments. Cette zone a la capacité de s'auto-organiser à la suite d'un changement tectonique ou climatique entraînant la création de stockage intermédiaire pouvant être par la suite remobilisée. Cette capacité de stockage dépend de la dimension du système et est favorisée dans le cas de large zone de transfert continentale (Romans et al., 2016).

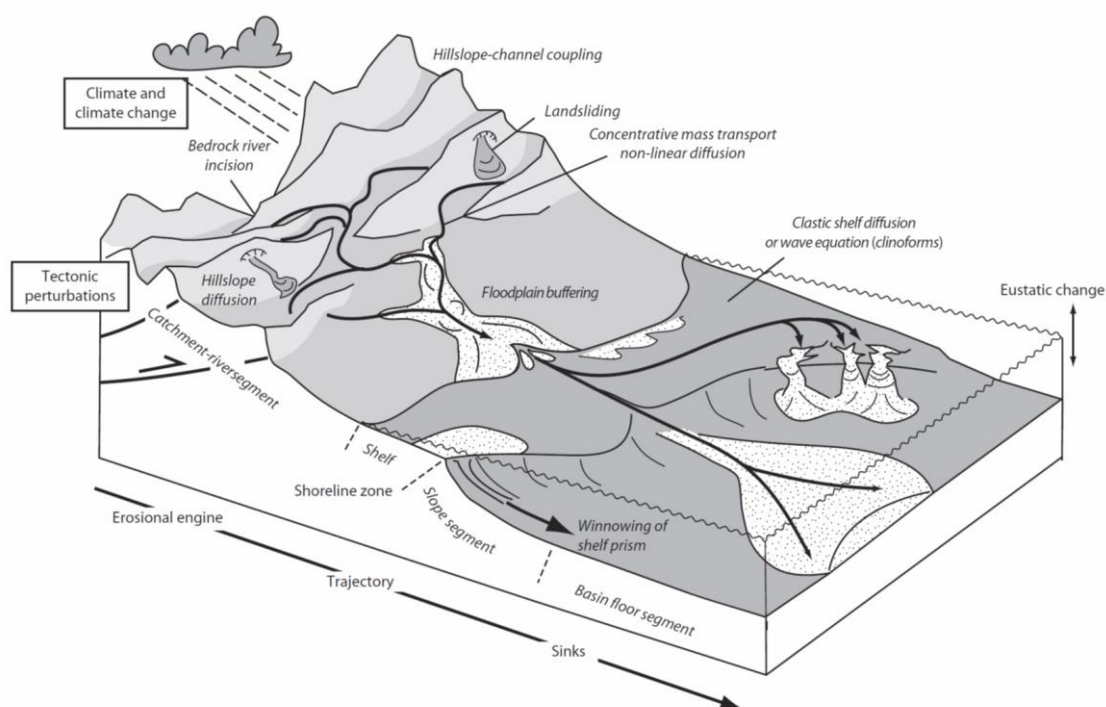


Figure 7 Schéma conceptuel du système de sédimentation depuis la source au dépôt final d'après Allen (2017). Le système sédimentaire est régi et perturbé par le climat et la tectonique. Différentes sections géomorphologiques peuvent être distinguées aux seins de ce système (e.g. bassin profond marin, plaine alluviale, cône alluviale).

1.2.2. Perturbation du signal source

Dans un système sédimentaire, les forçages externes ont une influence sur la production, le transport et le dépôt de sédiment qui peuvent alors enregistrer un signal lié à ces modifications. Distinguer l'impact de chacun de ces forçages tectoniques et climatiques n'est pas aisé du fait de la variabilité dans la durée de la perturbation (Allen, 2008a). Le temps nécessaire à une chaîne de montagnes pour s'ajuster à de nouvelles conditions tectoniques peut être de plusieurs millions d'années (Willett, 1999). A l'inverse des variations climatiques telles que celles liées aux cycles de Milankovitch sont rapides, allant de 413ka pour l'excentricité à 19ka pour la précession.

À ces variations de période des forçages externes, il faut rajouter la variabilité des vitesses d'adaptation des systèmes sédimentaires face à une perturbation qui sera plus ou moins rapide suivant la taille du système « reactive system vs sluggish system » (Allen, 2008b).

Cette réponse du système aux forçages externes est capable de créer un effet tampon entraînant la diffusion du signal lié à ce forçage dans le système situé en aval (Castelltort et al., 2003; Allen, 2008a; Romans et al., 2016). Ce signal peut être au contraire amplifié via le relargage massif de sédiment précédemment stocké. La magnitude et l'échelle de temps de ces transferts de masse sont donc fondamentales pour comprendre comment se propage le signal. Pour que celui-ci puisse être enregistré dans les dépôts, le temps caractéristique du système est le temps que met un système à répondre à la perturbation, autrement dit le temps que met le système à recouvrir son état d'équilibre. Il doit être inférieur à la durée de la perturbation. Dans le cas où la durée de la perturbation est plus

courte que le temps d'équilibre du paysage ou du système de transfert, on dit que le système est un système tampon ; à l'inverse il s'agira d'un système actif (Allen, 2008b).

1.2.3. Durée des processus et variabilités temporelles

Trois échelles de temps caractéristiques ont pu être distinguées par Romans et al. (2016). Il s'agit des échelles de temps : historiques, inférieures au millier d'années ; intermédiaire de l'historique, à la dizaine de millions d'années ; cycle long, au-delà de la dizaine de millions d'années (Figure 8).

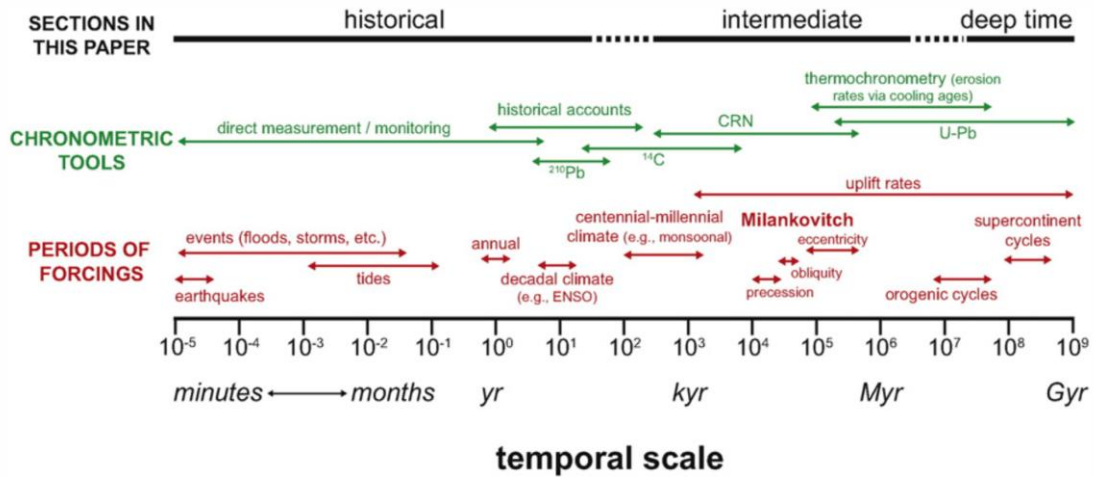


Figure 8 Synthèse des différentes échelles de temps d'investigation et périodes de forçage associées d'après Roman et al. (2016).

a Évolution à court terme (historique <10²ans)

À court terme, le facteur anthropique est très important et empêche l'évaluation naturelle du signal (construction barrage, déforestation, agriculture). La déforestation et la mise en place de barrage a, par exemple, permis la progradation rapide du delta de l'Èbre dans les 500 dernières années (Palanques & Guillén, 1998) (Figure 9). De plus, à cette échelle de temps le milieu maritime est souvent vu comme un dépôt final, or il est difficile d'évaluer les transferts sédimentaires dans cette partie du système.

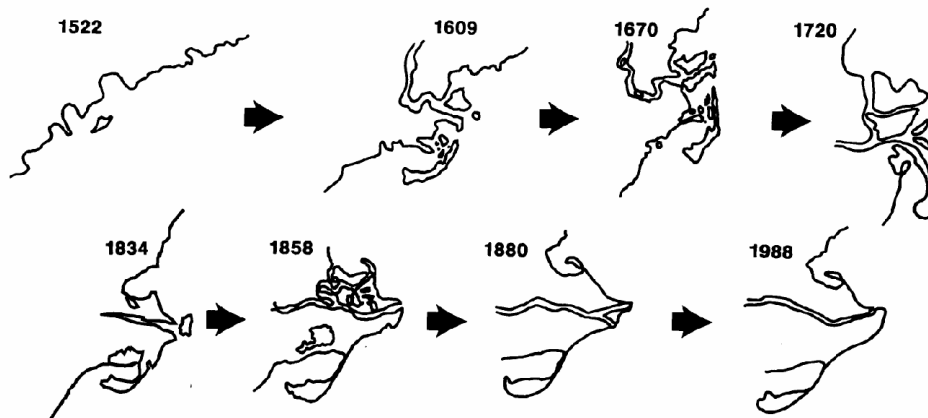


Figure 9 Évolution morphologique de la plaine du delta de l'Èbre durant les derniers 500 ans d'après Palanques & Guillen (1998), basé sur Maldonado (1972) et Call et al. (1988).

b Évolution à moyen terme (intermédiaire : 10^2 - 10^6 ans)

À moyen terme, le climat est le forçage externe le plus important car on peut commencer à enregistrer les cycles de Milankovich (Hays et al., 1976). Les déformations de tectoniques actives peuvent également être enregistrées. De plus, c'est à cette échelle de temps que l'on peut enfouir les sédiments et potentiellement les préserver (Allen et al., 2013).

c Évolution à long terme (cycle long $>10^6$ ans)

Sur le long terme, de fortes interactions entre les forçages externes impactent l'évolution du paysage via la topographie possèdent des conséquences sur la distribution de l'érosion, de l'incision et du transport de sédiment. Le temps d'équilibrage d'un système aux forçages tectoniques et climatiques est de l'ordre du million d'années. La présence de signaux tectoniques et climatiques de grandes périodes suggère donc que la réponse des processus de surface est préservée et mesurable à partir de l'enregistrement stratigraphique. Là où il est primordial de tenir en compte de la dynamique interne d'un système à une échelle de temps intermédiaire, elle n'est a priori pas nécessaire lorsque l'échelle de temps regardée s'étale de 10^6 à 10^8 Ma (Romans et al., 2016). L'objectif principal des études sur le long terme est donc de reconstruire les contraintes tectoniques et climatiques en reliant les zones de dépôt à leurs sources.

2. Les différentes approches « Source-to-Sink » sur le long terme

Bien que la réponse des processus de surface soit préservée dans l'enregistrement stratigraphique sur le long terme, les stratégies mises en place pour étudier l'évolution « source-to-sink » (S2S) des systèmes sédimentaires sont diverses ce qui reflète la difficulté de capturer ce signal et déterminer le processus à l'origine. D'une part, une grande partie des dépôts ne sont pas ou très peu préservés ; d'autres parts, les sédiments peuvent être difficiles à dater et les systèmes sédimentaires anciens sont en général peu voire pas du tout préservés. Les sources actives dans le passé peuvent également ne plus exister à l'actuel et, si elles existent encore, peuvent être difficiles à identifier avec des méthodes conventionnelles dans les sédiments, puisque la résolution des outils utilisés diminue. Enfin les sédiments préservés sont souvent issus de sources mixtes qui peuvent être elles-mêmes issues de plusieurs sources dans le cas d'un recyclage sédimentaire typique en contexte de bassin d'avant pays (processus de cannibalisme).

2.1. Les études de caractérisation des flux

Plusieurs stratégies peuvent être appliquées pour contraindre le flux sédimentaire dans l'ancien. Dans certains cas, le calcul du budget sédimentaire sur le long terme peut être estimé, via la réalisation de cartes isopaques des dépôts à différentes périodes de temps (affleurement, stratigraphie, sismique, forage) qui peuvent ensuite être comparé au signal de dénudation des sources potentielles via la thermochronologie basse-température. Toutefois, ces études sont relativement restreintes à des domaines très bien documentés (Tinker et al., 2008; Rouby et al., 2009; Carvajal & Steel, 2011; Michael et al., 2014; Ye, 2016).

Une autres stratégie consiste à trouver des indices sédimentaires sur le régime hydrographique grâce à la taille des grains et de convertir la réponse sédimentaire en terme de flux, mais là encore cette technique ne s'applique que pour l'actuel ou pour des cas exceptionnelles de préservation du système sédimentaire (Marr et al., 2000; Fedele & Paola, 2007; Duller et al., 2010; Whittaker et al., 2011).

2.2. Les études de provenance

Caractériser les sources est une des méthodes les plus répandues pour reconstruire et interpréter les changements de paléo-drainage et leurs relations avec les différents forçages climatiques ou tectoniques. L'analyse pétrographique et géochronologique des roches constitue une des méthodes clef pour identifier les sources des sédiments. Cependant, il est nécessaire pour déterminer les sources que celles-ci aient une signature pétrographique et géochronologique différentes et donc qu'elles aient subi différentes histoires tectoniques, de cristallisations, de refroidissements et sédimentologiques.

2.2.1. Géochronomètres comme traceur des sources

Relativement rapide d'utilisation, précise et applicable dans tous les contextes, la méthode U/Pb sur zircon est la plus communément utilisée pour évaluer la contribution des sources, à condition que la zone d'étude soit affectée par une diversité importante d'événements magmatiques. En effet, cette méthode est souvent limitée à la discrimination de différentes « terranes » associés à la mise en place de province magmatique (Fernández-Suárez et al., 2000a; Hart et al., 2016; Sánchez Martínez et al., 2012; J. Shaw et al., 2014a; Stephan et al., 2018). La résistance du zircon et sa température de fermeture élevée (Cherniak & Watson, 2001) sont telles qu'il est essentiellement préservé lors du recyclage d'un système sédimentaire. Si le cycle orogénique étudié n'est pas associé à un événement magmatique ou métamorphique majeur, la datation U-Pb zircon détritique ne sera pas adaptée aux traçages des sources. Il est donc souvent préférable de coupler différentes méthodes de traçage.

La couplage de plusieurs thermochronomètres caractérisés par des températures de fermeture différentes, comme les traces de fission sur zircon et apatite, s'avère une stratégie pertinente pour reconstruire la réponse des paysages aux variations tectono-climatiques (Carrapa et al., 2003; Bernet et al., 2004; Whitchurch et al., 2011; Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017). La thermochronologie détritique basse-température peut avoir différentes applications et contraindre différents événements sur un seul grain, c'est également un avantage pour déterminer des sources (Danišík, 2018). Les durées et les taux d'exhumation peuvent également être déterminés via les études de « lag-time » c'est à dire la différence entre l'âge thermochronologique et l'âge de dépôt (Garver et al., 1999; Bernet & Garver, 2005). Dans ce cas on fait l'hypothèse forte que l'âge thermochronologique correspond à l'âge de refroidissement indiquant l'exhumation. L'approche multi-thermochronomètre permet également une résolution plus importante de l'évolution du système sédimentaire, car elle permet, par exemple, d'identifier des périodes de stockage intermédiaires indiquées par un recuit total ou partiel suivant le thermochronomètre utilisé (Fillon et al., 2013). Ce signal de recuit peut donc constituer une source pouvant être efficace pour tracer le recyclage sédimentaire en contexte d'orogénèse active (Fosdick et al., 2014). En effet, les sédiments issus de l'érosion

d'une chaîne peuvent être stockés et enfouis dans des bassins, puis remobilisés lors de la compression entraînée par la progradation du front de chevauchement. La ré-érosion de ces bassins piggy-back est enregistrée dans l'histoire thermique des sédiments. Cet enregistrement devient alors indétectable avec l'utilisation de proxys de provenance classique telle que la méthode U-Pb sur zircon ou la pétrographie.

2.2.2. Les biais et perturbation affectant le signal géochronologique

La plupart des sédiments ne proviennent pas de l'érosion d'une source unique mais de plusieurs sources ; identifier les différentes sources repose donc souvent sur l'examen visuel de la distribution des âges et l'identification de population d'âge déterminée statistiquement (Vermeesch, 2012) (Figure 10). Les minéraux datés sont issus d'un cortège de minéraux lourd et dépendent donc directement du régime hydrologique à l'origine de leurs dépôts (Malusà et al., 2013). Enfin, des biais supplémentaires tels que l'altération (en particulier pour les apatites), l'enfouissement post-dépôt (Chirouze et al., 2012; Van Der Beek et al., 2006), la fertilité et la différence d'érodabilité des sources (Brewer et al., 2003; Garzanti et al., 2007; Malusà et al., 2016) peuvent induire des dilutions ou au contraire une surreprésentation de certaines populations (Figure 10). De la même façon, certains grains issus d'une source donnée, peuvent être provisoirement stockés dans la zone de transfert intermédiaire. Ces grains, remobilisés plus tard dans le système, atteignent le dépôt « finale » plus tardivement. Cela peut donc conduire à un décalage temporel de la signature de la source dans le registre sédimentaire préservé. La conversion du lag time en termes de vitesse d'exhumation des sources, en négligeant le temps de transfert sédimentaire, serait alors sous-estimée (Figure 10).

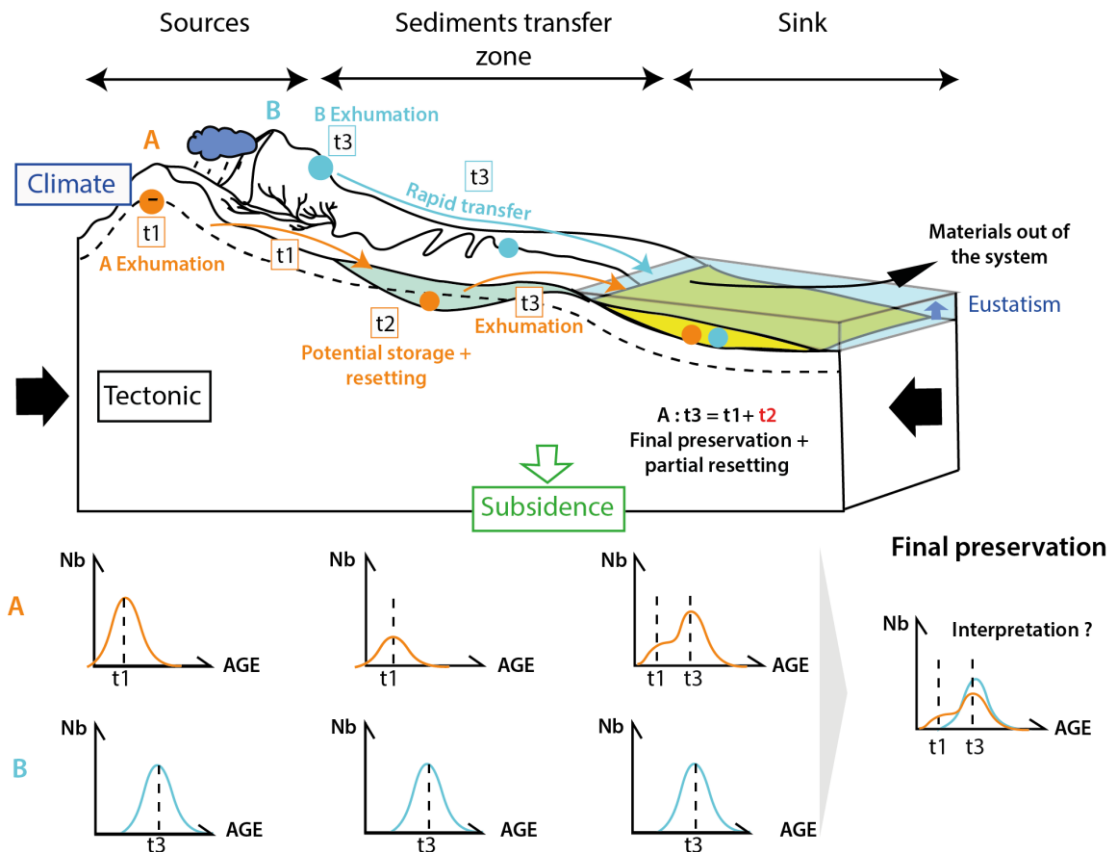


Figure 10 Illustration des différents processus pouvant altérer le signal thermique d'après Filleaudeau, (2011) et Malusà & Fitzgerald, (2018). Le signal enregistré dans les dépôts préservés au temps t_3 ne peut être interprété sans prendre en compte les transferts sédimentaires. Si le dépôt transitoire des grains de la source A n'est pas pris en compte, la vitesse d'exhumation de la source risque d'être sous-estimée. Le recuit partiel possible durant cette période de stockage intermédiaire ne permettra pas non plus de tracer la source A dans les dépôts conservés au temps t_3 .

3. Problématique et questions

Suite à cet état de l'art plusieurs constats peuvent être dressés. La construction d'un orogène est souvent interprétée comme un prisme de la collision dont l'architecture et l'évolution ne tient pas compte des caractéristiques initiales de la lithosphère. L'histoire de cette construction, régit par la compétition entre tectonique et climat, est contenue dans la réponse du système sédimentaire. Celle-ci se manifeste par une variabilité de processus dont les échelles spatio-temporelles rendent la comparaison directe des deux forçages externes difficiles.

Il apparaît crucial de coupler l'étude de l'exhumation des roches et des taux d'érosion in situ avec une évaluation du calendrier tectonique et de l'ordre de grandeur des apports sédimentaires (Allen, 2017). Dans ce but, de nombreuses études de thermochronologie détritique ont vu le jour dans différents couples d'orogènes et de bassins d'avant-pays associés (Carrapa et al., 2003; Bernet et al., 2004; Whitchurch et al., 2011; Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017). Cependant, la plupart de ces études

restent focalisées sur de courtes périodes de temps dû au manque de continuité et de résolution de l'enregistrement stratigraphique. Dans ces études la signature des évènements géodynamiques antérieurs enregistrés dans les sédiments n'est peu ou pas prise en compte (eg. Whitchurch et al., 2011), alors que les sédiments étudiés peuvent préserver une information issue de l'histoire tectonique et thermique d'épisodes anciens (Vacherat et al., 2014, 2017). Nous avons donc peu d'information sur les temps caractéristiques du signal préservé hérité et leur modalité de préservation au cours d'un cycle orogénique. Or connaître cette information héritée et la suivre au cours du cycle est essentiel pour discuter de la dynamique sédimentaire. Ce type d'étude requiert d'étendre les échelles d'observations dans le temps, à l'échelle du cycle orogénique et dans l'espace, au-delà de l'échelle d'un édifice tectonique afin de s'affranchir des périodes de sédimentation manquante et de prendre en compte l'héritage acquis précédemment.

Cette étude s'attache donc à combiner l'utilisation de plusieurs thermochronomètres tel que l'(U-Th-Sm) /He sur apatite (AHe), les traces de fission sur apatite et zircon (AFT et ZFT) ainsi que l'utilisation de la méthode de datation U-Pb sur zircon. Ces outils de sensibilités thermiques différentes auront pour but de retracer les évènements géodynamiques, mais aussi les réorganisations du système de transfert sédimentaire et l'évolution morphologique du paysage. L'empreinte thermique de l'amincissement peut se manifester dans les sédiments syn-rift par (1) la dénudation à l'aplomb des épaules de rift et (2) la déflexion vers le haut des isothermes générés par l'amincissement de la lithosphère (van der Beek et al., 1994; Fitzgerald, 2002; Bricau et al., 2006; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Vacherat et al., 2014), et (3) la relaxation thermique post-rift qui peut affecter particulièrement les unités pré- et syn-rift (Danišík, 2018). Cette empreinte peut être utilisée pour retracer l'évolution du signal détritique au travers d'un cycle orogénique (Figure 11).

Les données obtenues sont couplées à une étude pétrographique afin de corriger des éventuels biais apportés par la géochronologie lorsque cela est possible.

Via cette approche long terme et en combinant différents traceurs nous tenterons de répondre aux questions suivantes qui guideront notre étude :

- Quels sont les processus de surface régissant l'évolution du système sédimentaire sur le long terme ?
- Quel est l'empreinte thermique que laisse un épisode de rifting dans des sédiments orogéniques ?
- Quel est la part de l'empreinte thermique héritée et du recyclage sédimentaire dans la sédimentation orogénique ?
- Quel est le temps caractéristique de préservation du signal hérité ?
- Quels sont les paramètres qui contrôlent la préservation du signal thermochronologie et géochronologie dans les sédiments ?

Pour répondre à ces questions nous nous appuierons sur le cas de la plaque nord Ibérique et du bassin de l'Èbre aux travers de plusieurs chapitres, dont les différents résultats seront intégrés dans une tentative de reconstruction de la zone nord ibérique du Jurassique Supérieur au Miocène Supérieur.

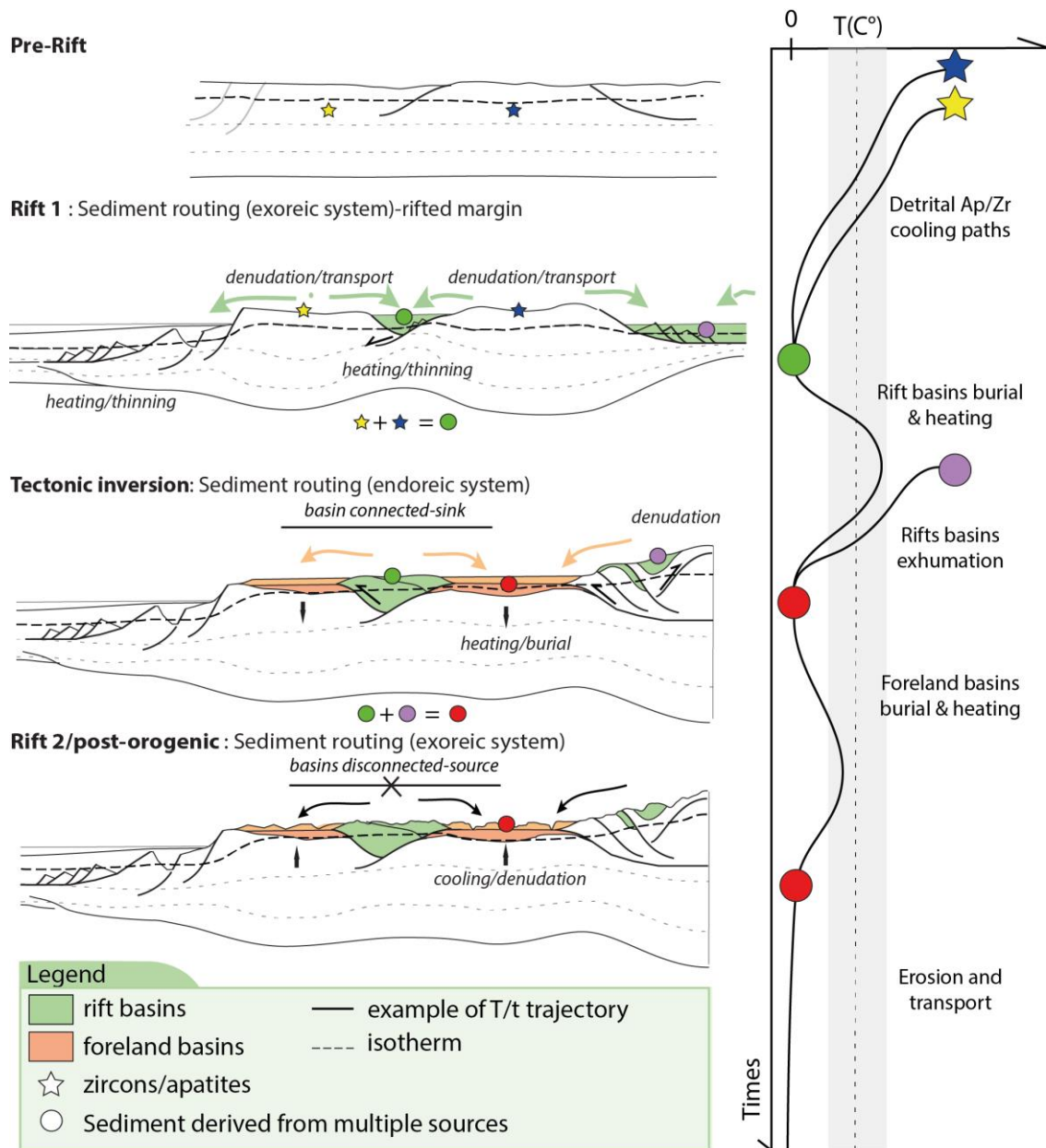


Figure 11 Schéma illustrant l'évolution de l'enregistrement thermique du rifting à la formation d'une chaîne de montagne puis sa destruction.

Ce manuscrit est divisé en trois parties distinctes :

La première partie (chapitres 1 et 2) présente une revue bibliographique du contexte géologique et géodynamique de la plaque ibérique et de la méthodologie utilisée.

Dans un second temps seront présentés les principaux résultats obtenus durant cette thèse.

- Le chapitre 3 aura pour but de préciser le calendrier d'exhumation du bassin de rift de Cameros et de la partie ouest de la chaîne ibérique qui est bien moins documentée que les chaînes Pyrénéennes et Catalane. Les nouvelles données thermochronologiques acquises dans les sédiments syn-rift et syn à post-orogénique permettront de mettre en évidence de manière locale

(chapitre 3) puis régionale (chapitre 4) : (1) la pertinence des outils thermochronologiques pour tracer l'évolution du contenu détritique et (2) les variations majeures dans l'évolution du signal détritique enregistré par la zone nord ibérique pendant le cycle alpin et les processus associés à leurs conservations.

- Le chapitre 5 étendra les observations présentées dans le chapitre 3 sur une échelle régionale. Les résultats obtenus feront également l'objet d'une première discussion sur les biais rencontrés, en présentant puis comparant les données pétrographiques, géochronologiques et thermochronologiques.

Ces résultats seront synthétisés et discutés dans une troisième partie (chapitre 6) dans lequel seront présentés des constructions paléogéographiques de la zone nord-Ibérique du Jurassique Supérieur au Miocène Supérieur. Le cas de la transition entre le Tertiaire et l'actuel, correspondant à une réorganisation majeure du réseau de drainage de l'Èbre, sera plus particulièrement discuté à la lumière des résultats obtenus de modélisations conjointe de l'évolution du paysage et du contenu géochronologique effectué dans le cadre d'un stage de master qui constitue une perspective pour les études source-to-sink futures.

Chapitre 2

Contexte

Contexte.....	21
1. Géodynamique et cinématique de la plaque ibérique pendant le cycle alpin.....	23
1.1. <i>De l'héritage Hercynien au démantèlement de la Pangée : La phase d'amincissement mésozoïque.....</i>	<i>23</i>
1.2. <i>Démantèlement de la Pangée : La phase de rifting mésozoïque.....</i>	<i>25</i>
1.3. <i>La compression Alpine.....</i>	<i>32</i>
1.4. <i>Fin du cycle alpin et extension Miocène en Méditerranée.....</i>	<i>33</i>
2. Structure, thermicité et bassins.....	34
2.1. <i>Les chaînes Ibérique et Catalane.....</i>	<i>34</i>
2.2. <i>La chaîne Pyrénéenne.....</i>	<i>38</i>
2.3. <i>Le Système Centrale Ibérique.....</i>	<i>44</i>
2.4. <i>La chaîne Basco-Cantabre.....</i>	<i>44</i>
2.5. <i>Les bassins de rift mésozoïques.....</i>	<i>44</i>
2.6. <i>Le bassin de L'Èbre.....</i>	<i>50</i>
3. Évolution tectono-sédimentaires du nord de l'Ibérie.....	52
3.1. <i>Le massif ouest Ibérique.....</i>	<i>52</i>
3.2. <i>Évolution tectono-sédimentaire des bassins de rifts mésozoïque pyrénéens et Ibériques.....</i>	<i>53</i>
3.3. <i>Remplissage et évolution des transferts sédimentaires du bassin de l'Èbre.....</i>	<i>65</i>
4. Synthèse.....	72

La Péninsule Ibérique constitue un ensemble de chaîne de montagnes et de bassins formant la terminaison ouest de la chaîne Alpine-Himalayenne (Figure 12). Les orientations que forment ces différentes structures sont variées, traduisant une histoire tectonique polyphasée, rythmée par des phases d'extension et de compression se succédant du Paléozoïque à nos jours. Cette évolution complexe est intimement liée à un héritage thermique lithosphérique fort à la suite des différentes périodes d'amincissement crustal et lithosphérique au Mésozoïque, qui participe encore aujourd'hui, au maintien d'une topographie moyenne élevée dans la péninsule Ibérique (Vera, 2004).

La première partie de ce chapitre présentera l'évolution géodynamique de la plaque ibérique alors que la seconde partie du chapitre aura pour but de décrire les objets structuraux de la zone d'étude. Enfin l'évolution tectono-sédimentaire du nord de l'Ibérie sera abordé dans une troisième partie.

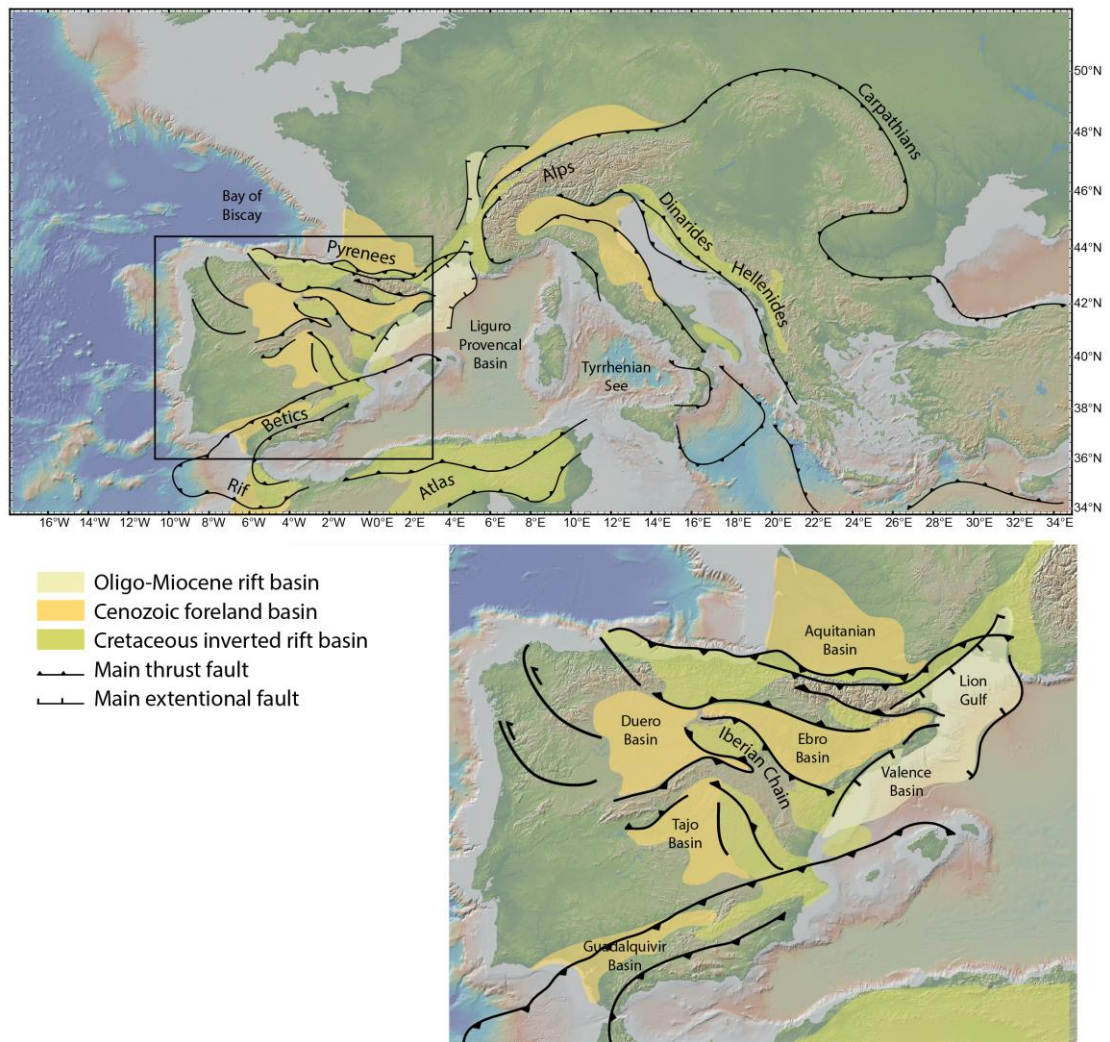


Figure 12 : Localisation de la zone d'étude au sein de la chaîne Alpine-Himalayenne occidentale et des principaux marqueurs des différentes phases du cycle alpin enregistrée par l'Ibérie.

1. Géodynamique et cinématique de la plaque ibérique pendant le cycle alpin

1.1. De l'héritage Hercynien au démantèlement de la Pangée : La phase d'amincissement mésozoïque

Le cycle orogénique hercynien, tel qu'il peut être étudié en Europe, résulte de la subduction et collision consécutive des continents Avalonia, Armorica et Gondwana, du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur (420 - 320 Ma) (Bosse et al., 2000; Casado et al., 2001; Paquette et al., 2003; Roger & Matte, 2005) (Figure 13). L'orogénèse Hercynienne fait suite à la fermeture de plusieurs domaines océaniques dont l'océan Rhéique (Figure 13). À terme, elle participe à la formation de la suture entre les continents Laurussia et Gondwana et à l'amalgamation de la Pangée (Matte, 2001). Le massif Central, Armoricain et ouest Ibérique constituent la majeure partie des affleurements du cœur de cet ancien orogène (Figure 14). Dans les zones internes de la chaîne, un métamorphisme HT se met en place, entraînant la fusion partielle de la croûte et la mise en place de dômes migmatitiques (Enrile, 1991; Pascual et al., 2013; Van Den Driessche & Brun, 1992). Au Carbonifère inférieur, ces épisodes de fusion partielle s'intensifient pour affecter l'ensemble de la chaîne et son avant-pays. Cet événement se matérialise par la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin migrant du cœur de l'orogène vers son avant-pays entre 330 Ma et 280 Ma (Gutiérrez-Alonso et al., 2011). Cet épisode tardi-hercynien est accompagné par la formation de nombreux accidents décrochants, qui concentreront la déformation extensive par la suite lors de la dislocation de la Pangée (Brun & Burg, 1982; Carreras & Druguet, 2014; Matte, 1986). Ces accidents décrochant s'accompagnent de la formation de syntaxes venant plisser la chaîne hercynienne préalablement formée (Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Shaw et al., 2014) (Figure 14). Le régime extensif et l'érosion massive de la chaîne se manifestent dès le Stéphanien qui marque la fin du cycle hercynien en Europe.

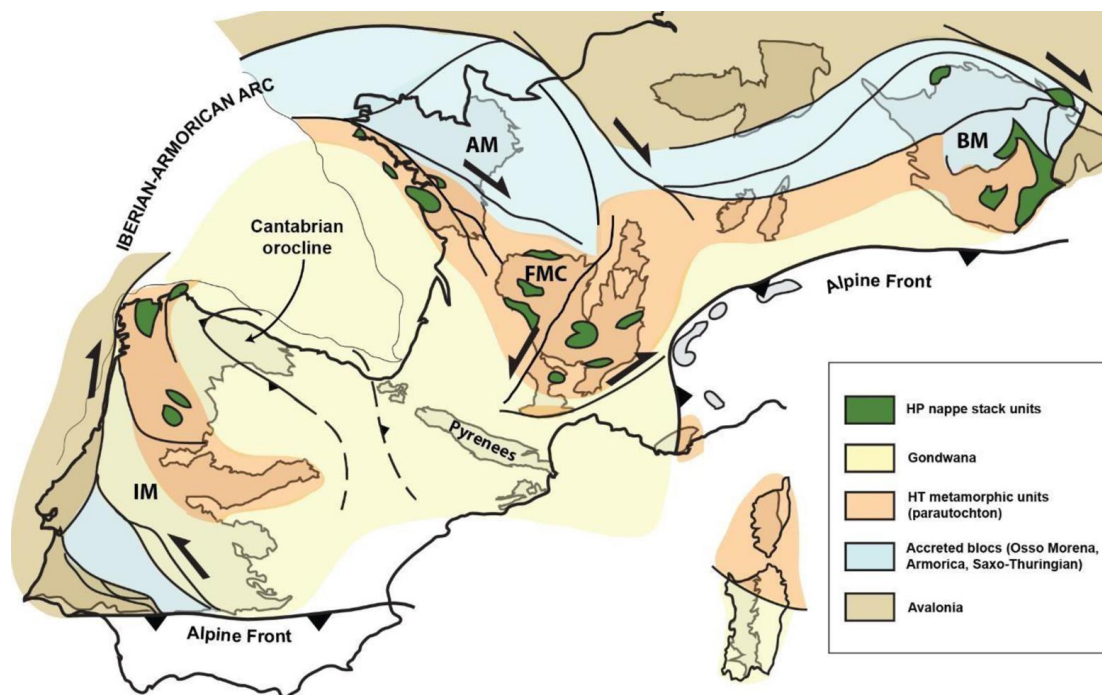


Figure 14 Carte structurale schématique de la chaîne Hercynienne ouest européenne avec en gris les principaux affleurements de socle hercynien. L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM : massif Armoricain, BM : massif de Bohême, FMC : massif Central, IM : massif Ibérique d'après Cochelin et al. (2016).

1.2. Démantèlement de la Pangée : La phase de rifting mésozoïque

La plaque ibérique est située à un carrefour entre le domaine Atlantique et Téthysien. L'extension enregistrée dans cette zone est polyphasée ; elle est constituée de deux phases majeures de rifting du Permien au Trias puis du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur. Au sein de ces phases, la déformation est parfois diachrone et très partitionnée (Rasmussen et al., 1998; Salas et al., 2001; Vergés & García-Senz, 2001).

La période entre l'Albien et le Maastrichien (Crétacé moyen à Supérieur) est fondamentale dans l'histoire de l'Ibérie puisqu'elle signe la transition d'un système en extension vers un système en compression initiée par la remontée de l'Afrique vers l'Europe. Cependant, il est difficile d'établir une construction fiable de l'évolution de la frontière entre les plaques Ibérique et Europe à cette époque, notamment à cause d'une absence de changement de polarité magnétique (Gong et al., 2008a; Jammes et al., 2009; Mouthereau et al., 2014; Nirrengarten et al., 2018; Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004; Vissers & Meijer, 2012).

1.2.1. Phase d'extension diffuse au Permo-Trias

Les débuts de la dislocation de la Pangée apparaissent dès le Carbonifère supérieur avec la mise en place de nombreux bassins issus de l'effondrement de la chaîne Hercynienne (Burg et al., 1994). Cependant, c'est à partir du Permien supérieur qu'une nouvelle tectonique extensive se met en place avec l'initiation de l'ouverture de la Néotéthys à l'est (Ricou, 1994; Şengör, 1990) et le rifting dans l'Océan Atlantique au Trias au S-O (Labails et al., 2010). Un domaine continental composé d'un système large et complexe de rifts dispersés et comprenant plusieurs sous bassins se développe à cette époque (Lamotte et al., 2015)(Figure 15). En Ibérie, la plupart des systèmes extensifs reprennent les

structures décrochantes tardi-hercyniennes constituant des zones de faiblesses préexistantes (Capote, 1983; Salas et al., 2001) (Figure 14, Figure 15 et Figure 16). Cette première période d'amincissement crustal amorce significativement la forme de la plaque ibérique qui atteindra ses contours définitifs avec la formation de l'Atlantique Central. La discordance entre les dépôts d'âge Paléozoïque et le Permo-Trias signe la limite inférieure de cet épisode d'amincissement. Les séquences sédimentaires syn-rifts sont constituées de dépôts silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques, qui sont caractéristiques des faciès germaniques classiquement rencontré dans les bassins permo-triasiques d'Europe de l'ouest (Ortí et al., 2017a). La fin de cet épisode est marqué par la mise en place de la province magmatique du CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) vers 200 Ma (Marzoli et al., 1999) qui annonce le début de la dérive continentale de l'Afrique du nord durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur et la fin de la Pangée (Figure 16).

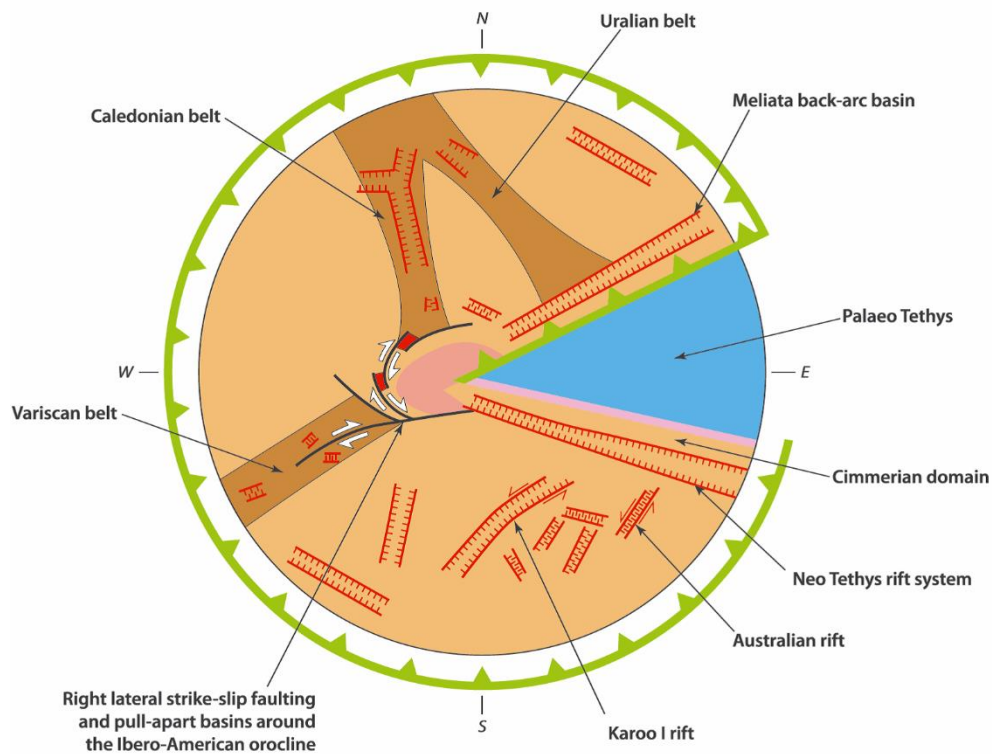


Figure 15 Modèle conceptuel de la Pangée à 270 Ma illustrant la déformation extensive diffuse enregistré à cette période d'après Gutierrez Alonso et al (2008) redessiné par Frizon de Lamotte et al. (2015).



Figure 16 Localisation de la déformation et apparition de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) et des systèmes de rifts principaux à la limite entre Trias et Jurassique (Frizon de Lamotte et al., 2015).

1.2.2. Début de l'océanisation de l'Atlantique central (Trias supérieur-Jurassique)

L'accrétion océanique commence dans le sud de l'Atlantique Central au début du Jurassique (~195 Ma) pour se propager ensuite au nord vers le domaine téthysien (~177 Ma). Ceci marque le début de la dérive continentale entre l'Afrique et l'Amérique (Labails, 2007; Labails et al., 2010; Sahabi et al., 2004) ainsi qu'entre l'Afrique et l'Ibérie. Pendant 30 Ma (195-165 Ma) l'accrétion océanique est relativement lente (0.8 cm/an), puis elle s'accélère vers 165 Ma (5cm/an) (Labails et al., 2010). L'Ibérie et l'Afrique sont séparées par la faille transformante de Terre-Neuve-Gibraltar (Figure 17), qui permet l'accommodation du mouvement senestre de l'Afrique par rapport à l'Ibérie du Jurassique au Crétacé Inférieur. Le domaine océanique ainsi créé connecte l'océan Atlantique avec le prolongement de la Néotéthys où se met en place la Téthys alpine. Le début de l'accrétion océanique dans la Téthys alpine marque la séparation de l'Europe et de l'Apulie, qui délimite la bordure est de l'Ibérie vers 166 Ma (Manatschal & Müntener, 2009).

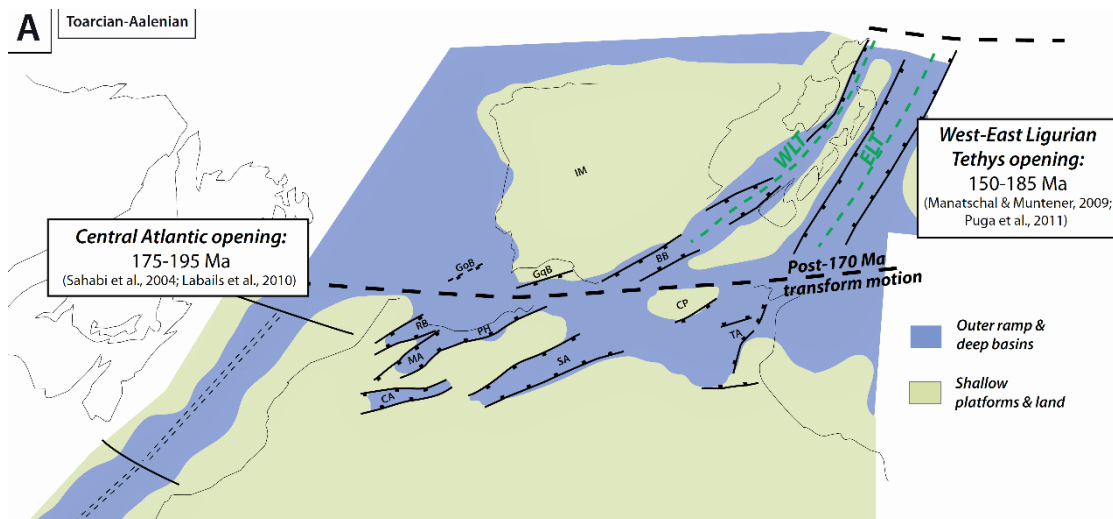


Figure 17 Ouverture de l'Atlantique central et création des bordures ouest et sud Ibérique d'après Leprêtre et al., (2018).

La période du Trias Supérieur au Jurassique Moyen est également caractérisée par plusieurs pulses tectoniques dans les rifts localisés sur la marge ouest Ibérique et est de Terre-Neuve (bassin Lusitanien), ces évènements restent cependant relativement diffus comparé à l'extension en place entre l'Ibérie et l'Afrique (Rasmussen et al., 1998) (Figure 18). Au nord-ouest de l'Ibérie des épisodes d'exhumation sont enregistrés montrant une structuration du rift à cette époque (Grobe et al., 2010). A cette époque, le rift Terre-Neuve - Ibérie est encore continental et il faudra attendre la fin de l'accrétion océanique entre l'Ibérie et l'Afrique à la fin du Jurassique pour qu'une seconde phase d'amincissement se mette en place dans la partie nord/nord-ouest de l'Ibérie (Figure 18).

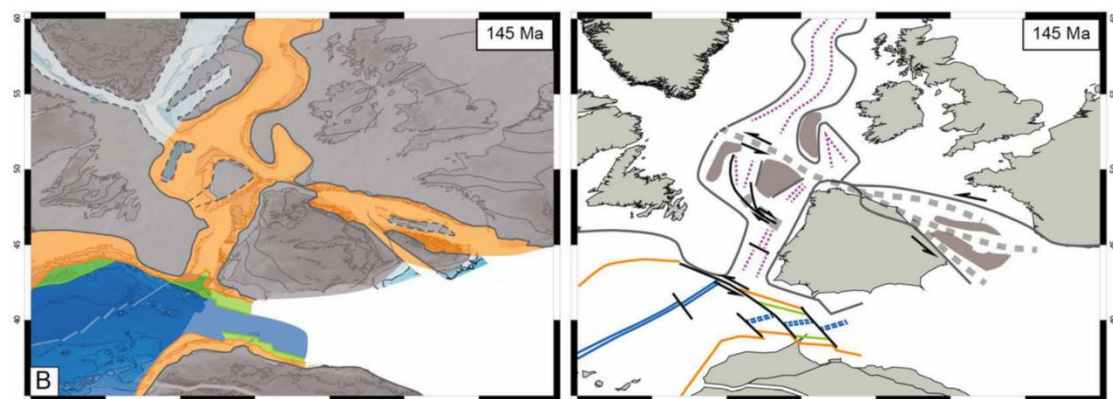


Figure 18 Tentative de restauration de la cinématique de la plaque ibérique à la fin du Jurassique d'après Nirrengarten et al. (2018). Alors que l'accrétion océanique est atteinte depuis le début du Jurassique, le rift entre l'Ibérie et Terre-Neuve est encore continental.

1.2.3. Propagation de l'accrétion océanique vers le nord et localisation de la frontière de plaque entre Europe et Ibérie

Une seconde phase d'extension mésozoïque diachrone est enregistrée entre le Jurassique Supérieur et le Cénomanién (Crétacé Supérieur). Celle-ci débute entre l'Oxfordien (Jurassique Supérieur) et l'Albien inférieur (Crétacé Inférieur), dans le système de rift situé au centre de la plaque ibérique, dans l'actuelle chaîne ibérique. L'extension se localise

ensuite dans le système de bassins de rift pyrénéens, où la frontière de plaque entre Ibérie et Europe a été inversée (Puigdefàbregas & Souquet, 1986; Vergés & García-Senz, 2001). L'évolution de la mise en place de cette frontière et le déplacement de l'Ibérie durant ce second épisode de rifting est encore débattue (Figure 19). La mise en place du superchron normal (C34) explique en partie la difficulté d'établir une reconstruction cinématique fiable entre l'Albien et le Cénomaniens. Plus précisément, c'est le calendrier de la rotation de l'Ibérie et la formation du golfe de Gascogne depuis le Jurassique qui est débattue. En effet, la plupart des modèles sont fondés sur des anomalies magnétiques dont la signification est diversement interprétée (Olivet, 1996; Srivastava et al., 2000; Sibuet et al., 2004, 2007; Barnett-Moore et al., 2016; Jammes et al., 2009; Vissers et al., 2016). Les études de paléomagnétisme sont également utilisées pour identifier la position des différents blocs par rapport au pôle magnétique, mais le signal magnétique est faible et peut avoir été remagnétisé au cours de son histoire (Gong et al., 2008b, 2009). Il est cependant généralement admis une rotation antihoraire totale de 35° de la plaque ibérique. Le début de l'amincissement crustal varie entre 156 Ma (Sibuet et al., 2004) et 145 Ma (Tugend et al., 2014), alors que le début de l'océanisation varie entre 124 Ma (Sibuet et al., 2004) et 112 Ma (Montadert et al., 1979; Thinon et al., 2002).

Trois modèles de reconstruction cinématique sont classiquement présentés montrant des différences (i) sur la position du ou des centres de rotation, (ii) sur les quantités d'extension et de raccourcissement, et enfin (iii) sur la chronologie des différents évènements.

- Le modèle d'Olivet (1996), présenté en Figure 19a considère l'activité d'un grand décrochement dextre entre Europe et Ibérie. Il se base sur l'observation géologique de bassin en « pull apart » accommodant une transtension senestre le long de la faille nord Pyrénéenne. Cependant, le modèle n'est pas cohérent avec les données magnétiques, car fondé sur une corrélation partielle de l'anomalie M0, impliquant une rotation de l'Ibérie de plus de 35°.
- Le modèle présenté par Sibuet et al. (2004, Figure 19b) implique une ouverture en ciseaux du golfe de Gascogne qui va de pair avec le développement d'une subduction importante sous les Pyrénées. Il repose sur l'analyse de bande magnétique et notamment sur l'anomalie J interprété comme des structures isochrones au chron M0 (~118 Ma). Cependant, des études récentes ont montré que cette anomalie ne correspondaient pas à une anomalie océanique, mais à des pulses magmatiques présentant une grande variabilité d'âge (Nirrengarten et al., 2017). Elle n'est donc pas fiable pour reconstruire la cinématique de l'Ibérie.
- Le modèle de Jammes et al. (2009) est fondé sur des études de terrain dans les Pyrénées couplés à une étude de profil sismique dans le golfe de Gascogne. Il décrit un mouvement latéral senestre de l'Ibérie du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur suivi d'une extension NE-SO au cours de l'Aptien (Figure 19c). Il correspond davantage à la réorganisation du régime extensive observé à l'Albien associé à la mise en place d'un amincissement extrême et de l'exhumation du manteau (Tugend et al. 2015).
- Le model cinématique le plus récent de Nirrengarten et al. (2018) intègre le déplacement accommodé par le système de rift Ibérique et le micro-bloc de l'Èbre

qui permettent le partitionnement de la déformation extensive au Mésozoïque. Cette restauration sera donc prise en compte comme référence dans ce manuscrit.

Toutes les reconstructions cinématique s'accordent néanmoins sur la fin de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne qui a eu lieu il y a 83 Ma (Sibuet & Collette, 1991).

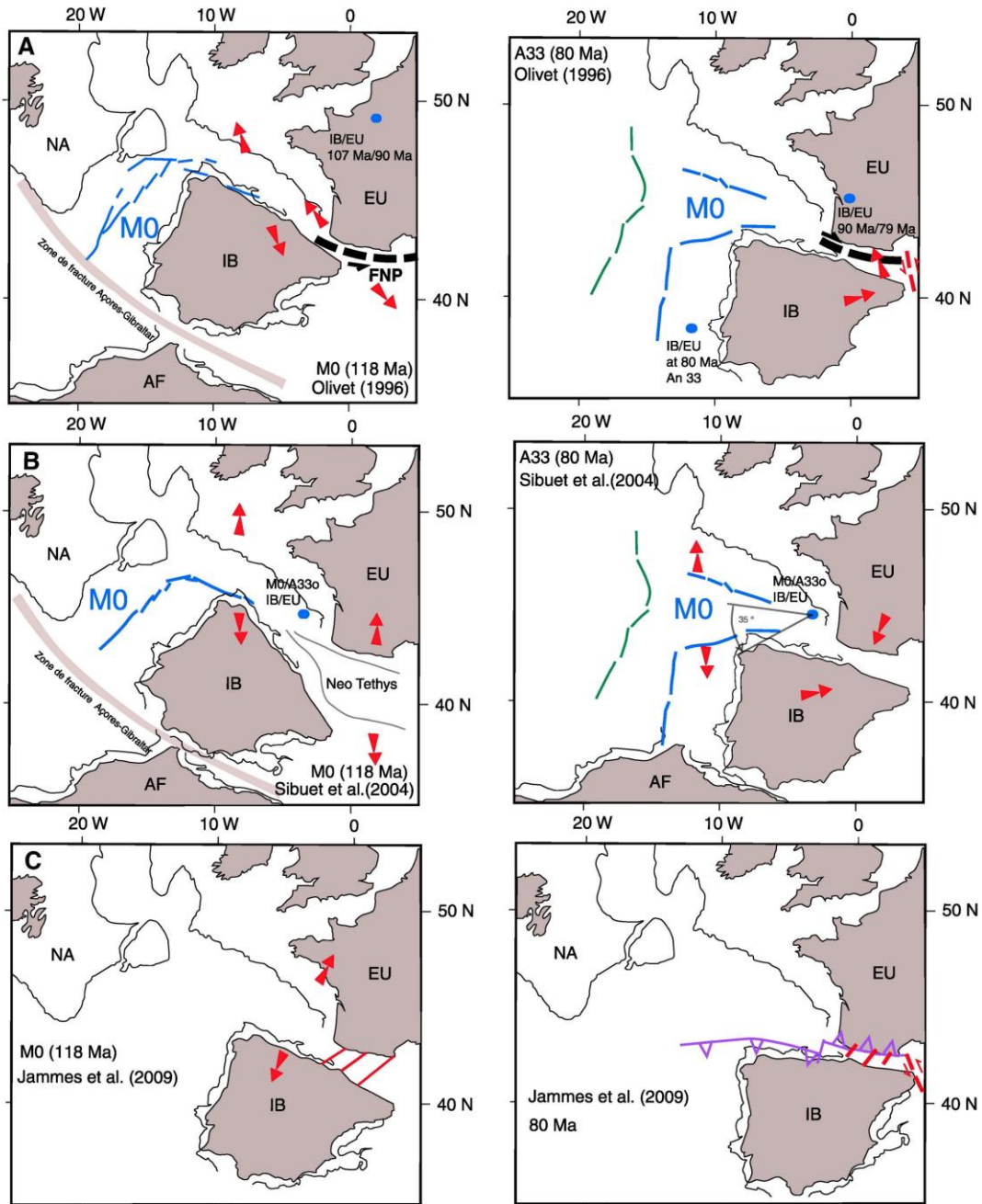


Figure 19 : Reconstructions cinématiques proposées pour le déplacement de la plaque ibérique du Crétacé Inférieur (anomalie M0 ~118 Ma) à l'initiation de la convergence au cours du Crétacé Supérieur. a) d'après Olivet (1996), b) Sibuet (2004) et c) Jammes et al. (2009). Figure d'après Mouthereau et al., (2014) Description dans le texte.

D'après la restauration de Nirrengarten et al. (2018), la seconde phase de rifting commence par affecter la marge ouest de l'Ibérie à partir du Callovien, avec le début de

l'accrétion océanique dans le sud de la bordure ouest vers 140 Ma. L'accrétion océanique se propage ensuite pour finalement atteindre la bordure N-O de l'Ibérie vers 120 Ma. Pendant cet épisode, une partie de l'extension est accommodée par l'individualisation du bloc de l'Èbre qui enregistre un mouvement extensif senestre le long du système de rift Ibérique (Figure 20). Celui-ci est constitué de plusieurs sous-bassins qui seront détaillés dans la seconde partie de ce contexte : Cameros, Maestrat et Columbret. Ces bassins enregistrent une déformation transtensive du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur (Figure 20).

L'exhumation du manteau dans le golfe de Gascogne est considérée comme ayant débuté à l'Aptien annonçant le début de l'accrétion océanique à l'Albien (Boillot, 1981; Montadert et al., 1979). Avec le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne, les contraintes extensives cessent dans le système ibérique et la déformation migre vers le nord. L'extension est alors accommodée dans le système de rifts pyrénéens, au nord du bloc de l'Èbre (Figure 20b). Cette déformation, influencée par le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne, aboutit rapidement à l'exhumation du manteau dans les bassins nord pyrénéens. Ceux-ci enregistrent alors un métamorphisme basse à haute température (200 à 600°C) présentant un gradient croissant vers l'est et des pressions associées plutôt basses (jusqu'à 3kbar) (Albarède & Michard-Vitrac, 1978; Lagabrielle & Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009b, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Clerc, 2012; Clerc & Lagabrielle, 2014; Vacherat et al., 2014; de Saint Blanquat et al., 2016). Malgré l'arrêt des contraintes extensives dans les bassins appartenant au système de rift ibérique, ces derniers enregistrent également un métamorphisme de basse-température (200° à 400°C). Bien que relié au début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne, le moteur de ce métamorphisme albo-coniacien (108-86 Ma) dans les bassins Ibériques n'est pas compris. S'il mène à l'hyper-extension et à l'exhumation du manteau dans le système pyrénéen, le rifting n'atteindra pas l'océanisation. En effet on assiste à la mise en place d'un nouveau régime compressif lié à la convergence de l'Afrique vers l'Europe dès le Santonien vers 83 Ma.

La remontée de l'Afrique, marque l'arrêt d'une période d'extension en Europe de l'ouest qui a duré près de 150 Ma. La lithosphère en Ibérie est donc fortement amincie dans les zones de rifts et présente des gradients géothermiques élevés. Cet héritage structural, rhéologique et thermique va exercer un fort contrôle sur le style de la déformation compressive enregistré par la plaque, d'autant plus que l'inversion suit de près dans le temps l'extension dans le cas des Pyrénées.

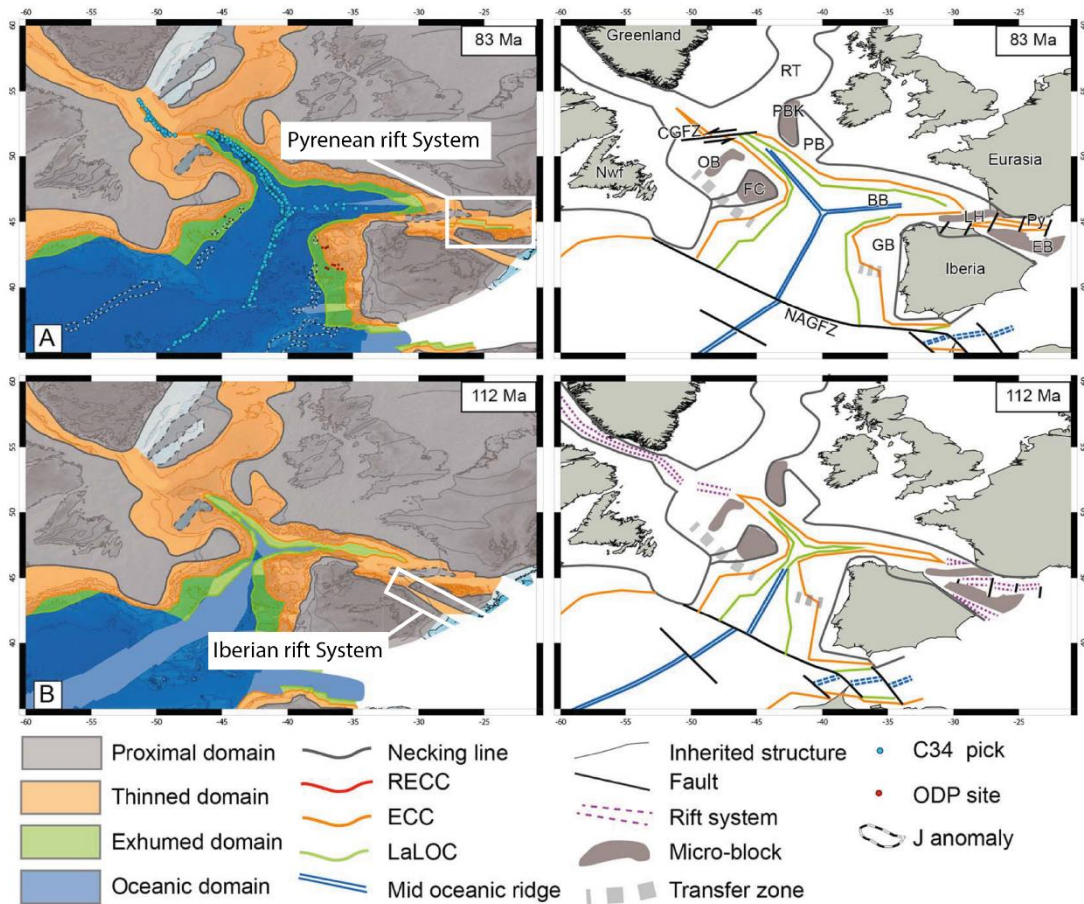


Figure 20 : Tentative de restauration de la cinématique de la zone Ibérique et de la propagation de l'océan Atlantique vers le nord avant le début de la convergence durant le Santonien (~83 Ma) d'après Nirrengarten et al. (2018).

1.3. La compression Alpine

Au cours du Crétacé Supérieur, l'ouverture de l'océan Atlantique sud entraîne la remontée de la plaque Afrique vers la plaque Europe ce qui fait basculer le régime tectonique extensif vers un régime compressif (Rosenbaum et al., 2002). La convergence conduit à la fermeture de la Téthys et à la formation de la ceinture orogénique qui s'étend de l'Himalaya aux Alpes. En Ibérie, la chaîne Pyrénéenne et son prolongement Cantabre se forment du Santonien à l'Oligocène et sont les témoins majeurs de cette orogénèse, mais ce ne sont pas les seuls (Figure 12). En effet, les Cordillères Bétique et son équivalent africain, le Rif, sont également issus de la convergence entre l'Afrique et l'Europe. Ces deux orogènes situés sur les limites nord et sud de la plaque ibérique enregistrent les déformations les plus fortes. Cependant, une partie de la compression est également accommodée au sein de la plaque ibérique. Les structures extensives sont reprises à cette occasion, générant les chaînes intraplaques Ibérique et Catalane. D'anciens accidents hercyniens sont également réutilisés, comme c'est le cas dans la chaîne Centrale Ibérique. Ces chaînes délimitent les bassins tertiaires d'avant-pays de l'Èbre, du Duero, du Taje et du Guadalquivir, créés suite à la flexure générée par la charge orogénique (Figure 12). Dans les Cordillères Bétiques, l'initiation de la convergence via la subduction continentale est datée de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur (e.g. Augier et al., 2005).

1.4. Fin du cycle alpin et extension miocène en Méditerranée

Entre l'Oligocène terminal et le Miocène inférieur une phase d'extension affecte l'est des Pyrénées, la chaîne ibérique, la chaîne catalane et les cordillères Bétiques (Figure 12). Cette extension est concomitante de la déformation compressive et résulte du retrait du panneau plongeant de la Téthys magrébine sous la plaque Europe dans lequel s'intègre la formation de nombreux bassins miocène (Jolivet et al., 2015, Figure 21). Dans le nord-ouest de l'Ibérie, la formation de ces différents bassins est associée à la formation du bassin Liguro-Provençal vers le sud et à la formation du Golfe de Valence entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (Bartrina et al., 1992; Maillard et al., 1992; Mauffret et al., 1992; Roca & Guimerà, 1992). Ce processus aboutit également à la fragmentation de l'avant pays alpin situées à l'est de la plaque ibérique comme le bloc Corso-Sarde et d'autres unités situées entre l'Europe et l'Afrique tel que le bloc d'Alboran, de la Kabylie et de Calabre (De Vicente et al., 2004)(Figure 21).

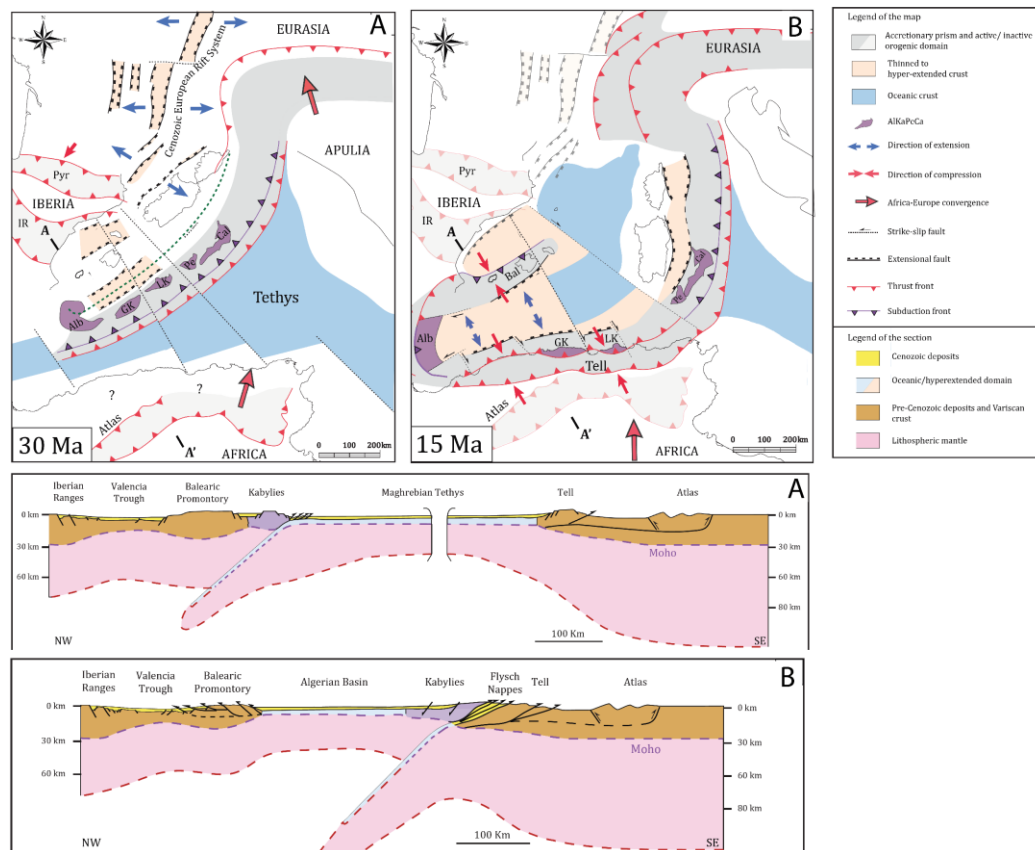


Figure 21 Reconstruction paléogéographique de l'ouest de la Méditerranée A) au Rupélien et B) au Miocène moyen d'après (Etheve et al., 2016) Alb = Domaine d'Alboran, Bal = Promontoire Baléaire, Cal = Calabre, GK = Grande Kabylie, LK = Petite Kabylie, Pe = Domaine Péloritain

Le long de l'ancienne chaîne catalane les systèmes compressifs sont réactivés en jeu normal formant les héli-grabens de Barcelone, Valles Penedes et Reus. La fin de l'activité tectonique extensive dans ces bassins est datée entre le Langhien et le Serravallien (Roca et al., 1999), la plupart des déformations étant scellées par les dépôts tortonien.

Dans la chaîne ibérique la déformation extensive datée du Miocène inférieur est essentiellement concentrée autour du littoral, la majorité des structures extensives n'apparaissant que plus tard, du Miocène moyen au Quaternaire (Simón-Gómez, 1989).

Dans les Bétiques, la structuration en nappe de l'orogène est également perturbée à la transition Oligocène-Miocène par cette phase d'extension mis en place dans le domaine Alboran (Figure 21). Au cours du Miocène cette dynamique extensive entraîne l'exhumation des unités internes métamorphiques de la chaîne. Le retrait du panneau plongeant est le moteur principal invoqué dans la littérature, mais l'évolution géodynamique et la création du bassin d'Alboran est encore largement débattue (Casciello et al., 2015 et références associées). Alors qu'une dynamique extensive se met en place dans les zones internes, les zones externes sont affectées par des chevauchements vers le nord sur la plaque ibérique (Crespo-Blanc & de Lamotte, 2006). Au cours du Tortonien supérieur, les zones internes sont reprises en compression.

2. Structure, thermicité et bassins

2.1. Les chaînes Ibérique et Catalane

2.1.1. Généralité et structures

La chaîne ibérique est le résultat du raccourcissement intraplaque faisant suite à l'inversion de bassin de rifts mésozoïques. Elle s'inscrit donc, comme son homologue pyrénéen, dans le cycle alpin. La chaîne est caractérisée par une élévation topographique de 600m à 1200m (Verges & Fernandez, 2006). Elle est constituée de deux sous chaînes majeures perpendiculaires entre elles d'orientations NE-SW (chaîne Côtière Catalane) et NW-SE (chaîne ibérique) (Figure 22). Celles-ci délimitent, avec la chaîne Pyrénéenne, le bassin de l'Èbre qui constitue aujourd'hui le bassin d'avant-pays tertiaire sud pyrénéen (Figure 22).

La chaîne ibérique forme une structure à double vergence dû à l'inversion de faille extensive préexistante (Guimerà, 1984; Guimerà & Álvaro, 1990; Sopeña et al., 2004) (Figure 23). La compression dans ces deux chaînes implique le socle paléozoïque. Dans l'ouest de la chaîne ibérique et dans la chaîne catalane, ces déformations compressives sont reprises par l'extension et la formation de bassin néogène associées à l'ouverture du Golfe du Lion (Jolivet & Faccenna, 2000; Roca et al., 1999) (Figure 22).

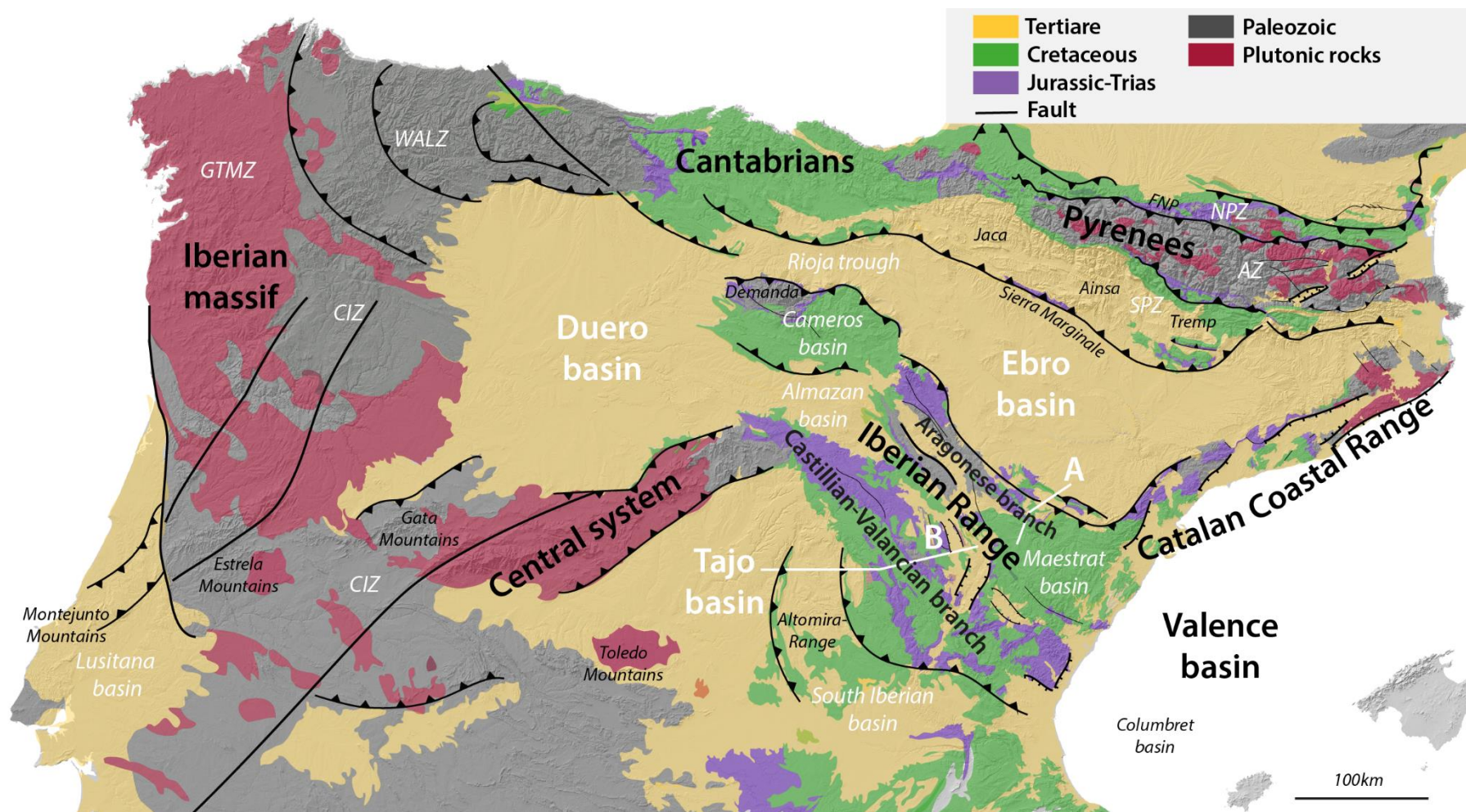


Figure 22 : Carte Géologique du nord de la plaque ibérique. GTMZ = Galicia Tras os montes zone, WALZ = West Asturian Leonese Zone, NPZ = North Pyrenean Zone, SPZ = South Pyrenean Zone, AZ = Axial Zone, CIZ = Central Iberian Zone. Carte basée sur la carte géologique digitalisée de la péninsule Ibérique au 1 : 1 000 000^{ème} disponible sur le site de l'IGME (<http://mapas.igme.es/Services/>)

2.1.2. Calendrier de l'inversion

Le calendrier de l'inversion de l'est de la chaîne ibérique et plus particulièrement de la chaîne catalane indiquent une mise en place à l'Éocène inférieur (Guimerà, 1984). La majeure partie de l'inversion est cependant accommodée entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur (Casas-Sainz & Gil-Imaz, 1998; Fidalgo González, 2001), alors que l'exhumation ralentit dans les Pyrénées à la même époque (Fitzgerald et al., 1999). La déformation se manifeste notamment par la mise en place de larges cônes alluviaux et une exhumation importante (Del Río et al, 2009). Celle-ci semble s'arrêter à la limite entre l'Oligocène et le Miocène dans la chaîne ibérique. Les dernières occurrences de déformation compressive sont répertoriées le long des chevauchements de la Demanda et de Cameros, au nord-ouest de la chaîne ibérique, du Miocène inférieur à supérieur (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997).

Le raccourcissement estimé dans la chaîne ibérique varie entre 38km et 66km (Guimerà et al., 1995; Salas et al., 2001).

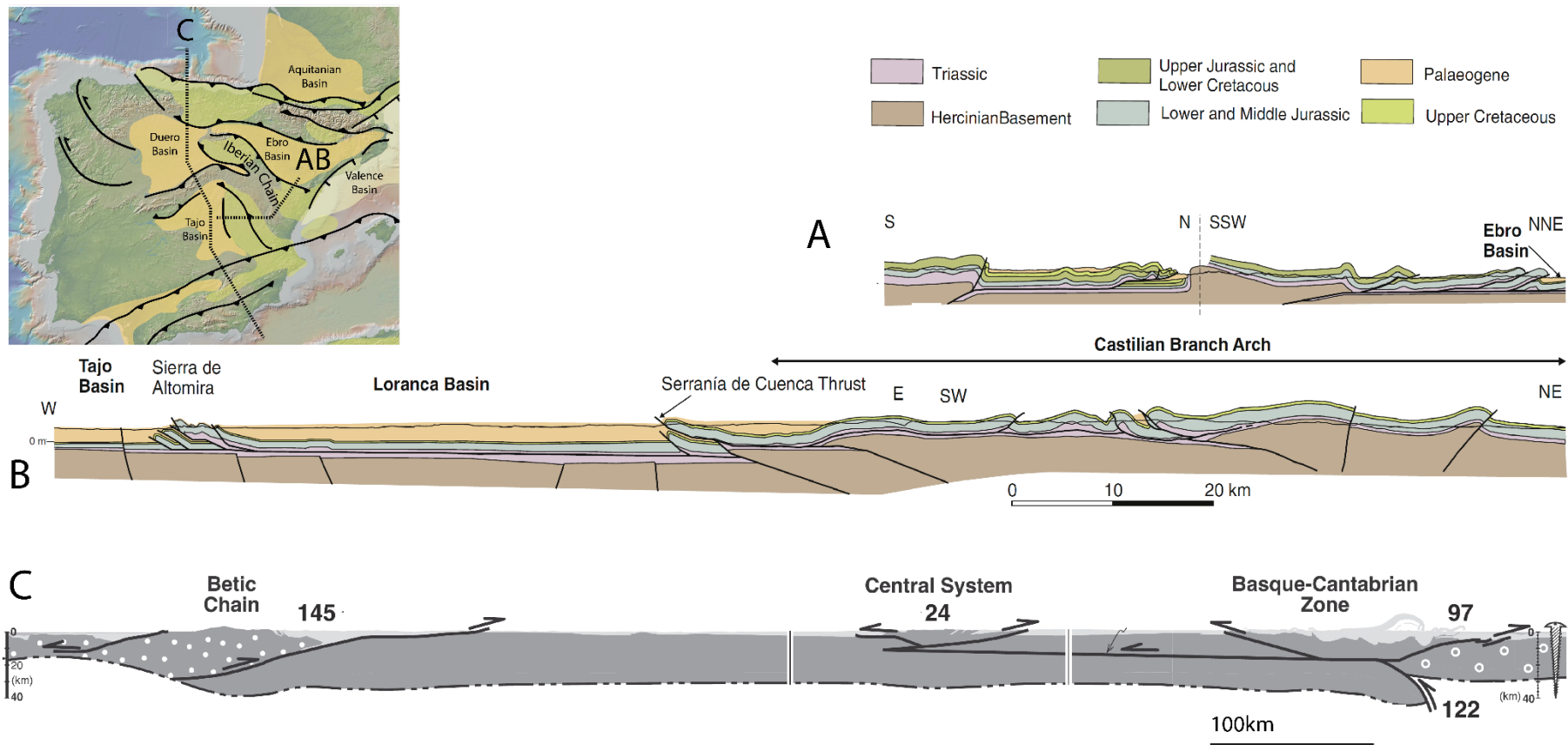


Figure 23 Coupes (a) et (b) de la chaîne ibérique d'après Seillé et al. (2015) d'après Guimerà et al. (2004) et Guimerà & Álvaro (1990), respectivement (localisation Figure 22). (c) Modèle de coupe nord-sud à l'échelle de la plaque ibérique prenant en compte un raccourcissement minimal de 25km pour le système centrale d'après Quintana et al., (2015) basé sur les coupes de Vicente et al., (2007); de Vicente & Vegas, (2009). Le raccourcissement total calculer pour la coupe (c) est de 292 km.

Dans l'ouest de la chaîne ibérique et dans la chaîne catalane, ces déformations compressives sont reprises par l'extension et la formation de bassin néogène associés à l'ouverture du Golfe du Lion (Jolivet & Faccenna, 2000; Roca et al., 1999). Le long de l'ancienne chaîne catalane les systèmes compressifs sont réactivés en jeu normale formant les héli-grabens de Barcelona, Valles Penedes (Figure 24) et Reus. Dans cette partie de la chaîne, la fin de l'activité tectonique extensive dans ces bassins est datée entre le Langhien et le Serravallien (Roca et al., 1999), la plupart des déformations sont scellées par les dépôts tortoniens (Figure 24).

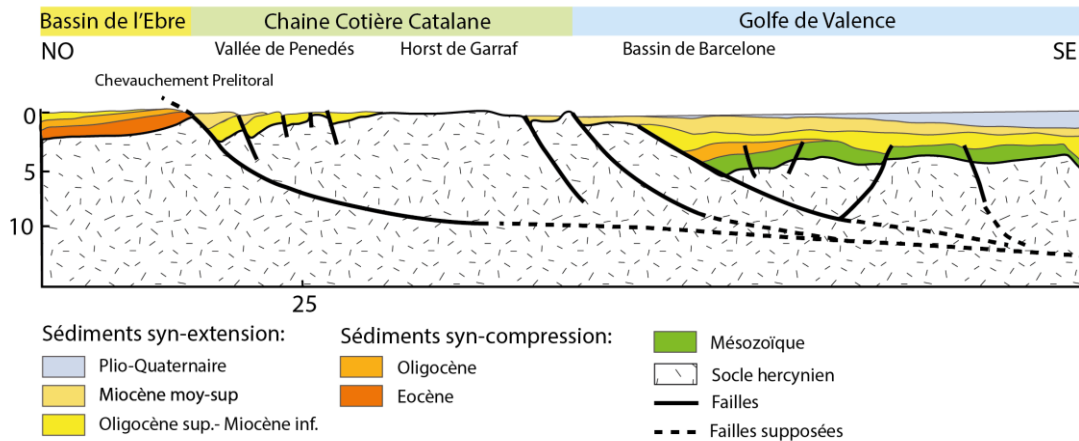


Figure 24 Coupe NO SE au travers de la chaîne catalane modifié de Gaspar-Escribano et al., (2004)

2.2. La chaîne Pyrénéenne

2.2.1. Unités pyrénéennes

La chaîne Pyrénéenne est issue de la collision de la plaque ibérique avec la plaque Europe (Beaumont et al., 2000; Choukroune, 1989; Roure et al., 1989; Roure & Choukroune, 1998). Elle s'étend sur environ 1000 km (jusqu'en Provence) suivant une orientation WNW-ESE. Elle présente une structure à double vergence délimitée par deux fronts majeurs au nord et au sud (Figure 25)

- La Zone nord-Pyrénéenne (ZNP) est délimitée par le front nord pyrénéen au nord et la faille nord pyrénéenne au sud (Figure 25). Cette zone est constituée de bassin mésozoïque appartenant à un ancien système de rift. Bien qu'inversés durant la compression, ces bassins sont relativement bien préservés. Ils sont caractérisés par un métamorphisme BP (3kbar)- HT à BT (300°C à 600°C) qui se manifeste suite à l'exhumation du manteau durant l'Albo-Cénomani (Clerc & Lagabrielle, 2014; DeFelipe et al., 2017; Golberg & Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010b; Lagabrielle & Bodinier, 2008; Montigny et al., 1986).
- La Zone Axiale (ZA) constitue une relique de la zone externe de l'orogène hercynienne européenne (Matte, 1986), réactivée durant le cycle alpin. Elle est composée de sédiments paléozoïques métamorphisés intrudés par des plutons granitiques tardi-hercyniens. La ZA affleure surtout dans la partie est de la chaîne où elle est affectée par une déformation de type « thick-skin » mobilisant le socle. Elle est composée de quatre nappes : les nappes de Lakhora, de Gavarnie-Noguères, d'Orri et de Rialp (Figure 25).

- La Zone sud-Pyrénéenne (ZSP) est délimitée au nord par la ZA et au sud par la zone de chevauchement frontal sud-Pyrénéen (Figure 25). Le front chevauchant y est plus développé que dans la ZNP, isolant plusieurs bassins syn-tectoniques « piggy-back » (Jaca, Tresp, Ainsa). Ces bassins constituent un enregistrement remarquablement préservé de l'évolution d'un système de transfert orogénique.

Au nord et au sud, la chaîne Pyrénéenne est bordée, respectivement, par le bassin d'avant-pays Aquitain et le bassin d'avant-pays de l'Èbre (Figure 25).

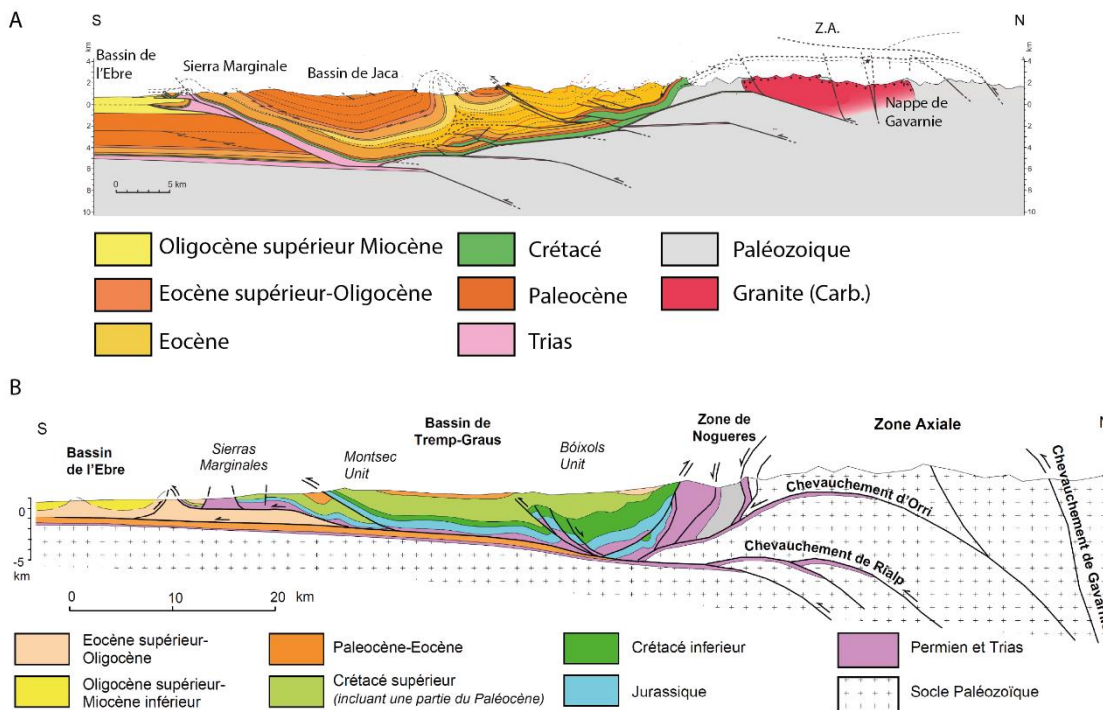
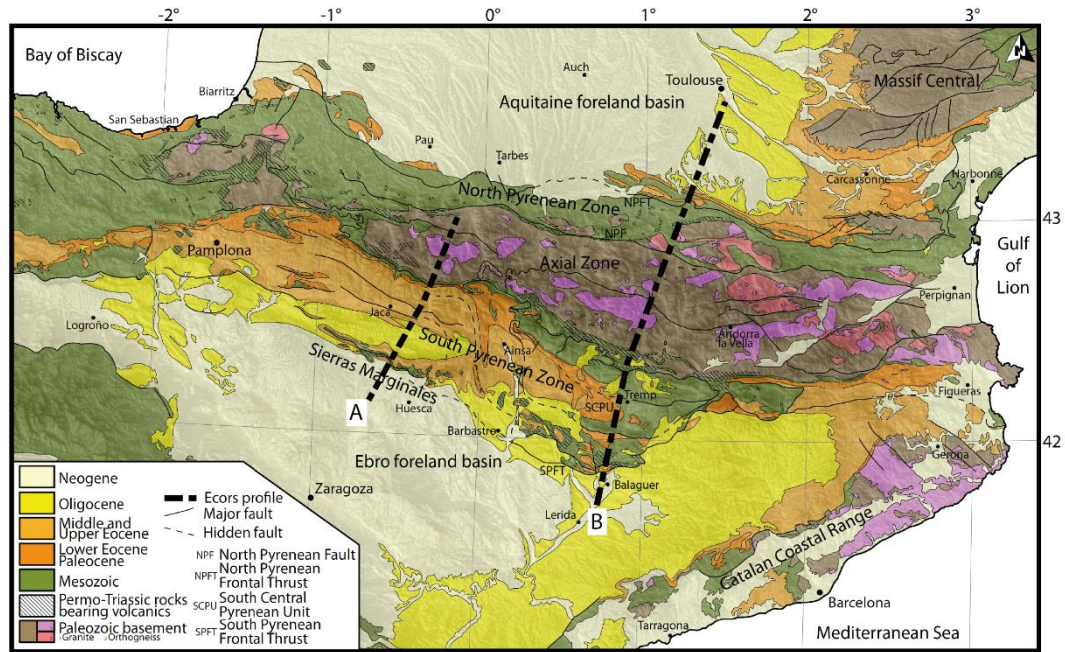


Figure 25 Carte des Pyrénées et localisation des coupes géologiques de la zone sud pyrénéenne. A) Coupe de la partie est du bassin de Jaca d'après Labaume et al. (2016) B) Coupe de la zone sud pyrénéenne le long du profil ECORS (Filleaudeau, 2011) d'après Muñoz, (1992)

2.2.2. Structure profonde de la chaîne et rôle du manteau

la structure profonde de la chaîne, initialement interprétée par l'imagerie sismique notamment grâce au profil ECORS, a récemment été améliorée grâce aux études de gravimétrie (Casas et al., 1997; Jammes et al., 2010) et de tomographie (Wang et al., 2016). Ces dernières montrent une importante anomalie positive mettant en évidence la présence de corps denses dans la zone nord pyrénéenne et notamment sous le bassin

d'Arzac-Mauléon (Figure 26a). Les deux méthodes semblent appuyer la présence du manteau sous-continentale européen, à 8km de profondeur (Figure 26b et 15b).

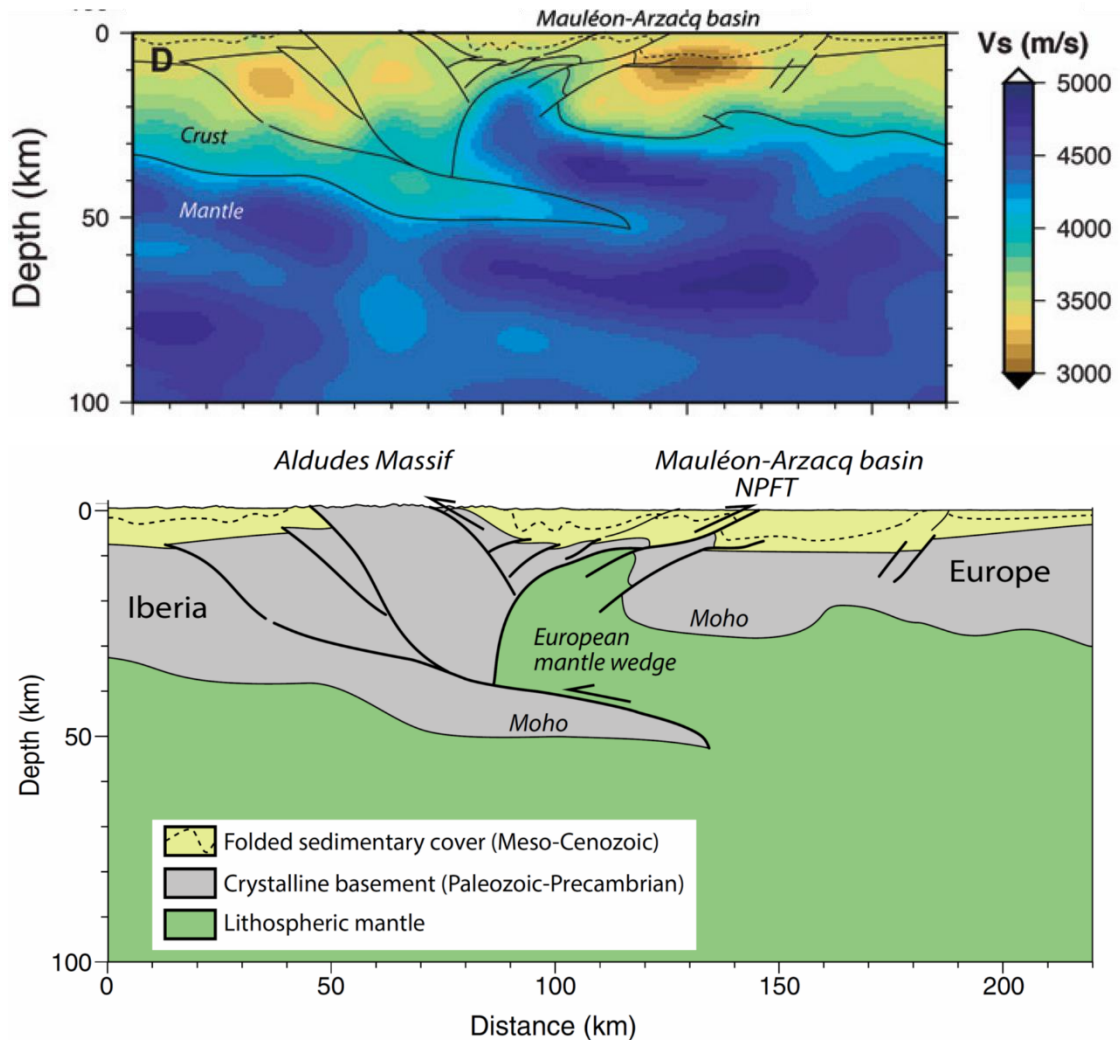


Figure 26 A) Model Vs et B) interprétation géologique d'après le transect tomographique Pyrope ouest (Wang et al., 2016)

2.2.3. Les quantités de raccourcissement

La compression alpine s'initie au nord de l'Ibérie avec la fermeture des marges des bassins de rift pyrénéen au Santonien ~83 Ma (Puigdefàbregas & Souquet, 1986). Le taux de raccourcissement dans la chaîne varie latéralement. Alors qu'il atteint 125km dans la partie orientale il n'est que de 75km dans la partie occidentale des Pyrénées. Il atteint une valeur maximale de 165 km dans la zone des Pyrénées central (Figure 27). Cependant, Mouthereau et al. (2014) et Filleaudeau (2011) montrent que le raccourcissement dans cette partie des Pyrénées doit être ramené à 90 km, ce qui implique une déformation de type « thick-skinned » dans les Pyrénées. Le reste de la convergence estimée à 180 km, elle est accommodée dans la chaîne ibérique (40 km) et dans la déformation de la partie hyper-amincie de la marge distale (50 km). Il est donc généralement admis que le raccourcissement total moyen est supérieur à 100 km dans les Pyrénées. Il faut y ajouter

le raccourcissement intraplaque dans l'Ibérie, les domaines hyper-amincis dans les Pyrénées et le raccourcissement dans les cordillères Bétiques (le plus mal contraint) pour atteindre un total de 267 à 292km (Quintana et al., 2015, Figure 23c) depuis le Crétacé Supérieur.

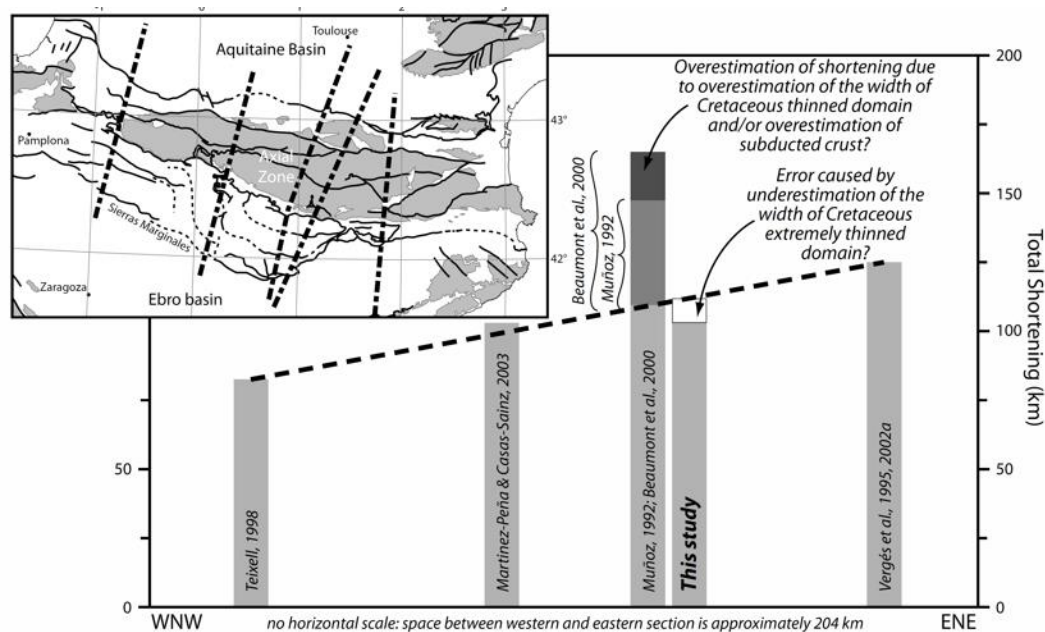


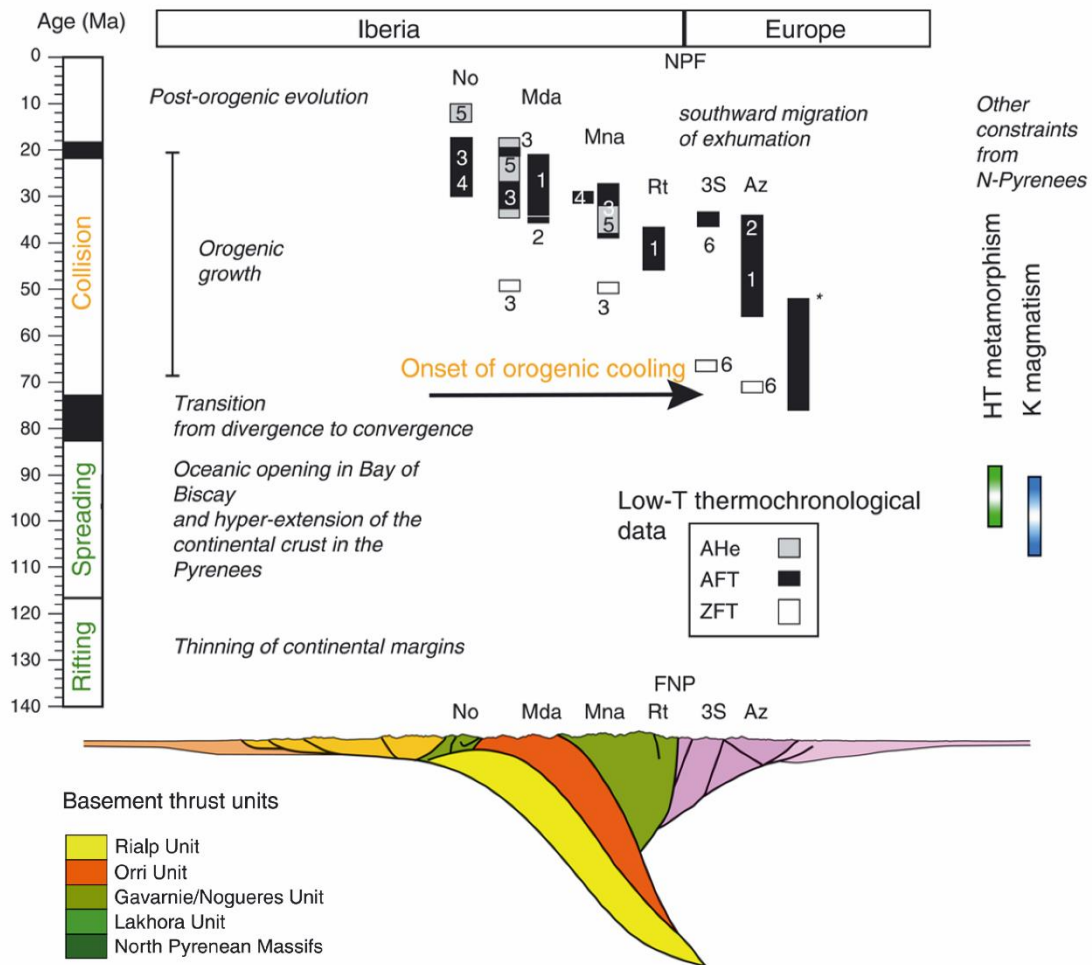
Figure 27 Variations des quantités de raccourcissement obtenues dans les Pyrénées sur les coupes de Teixell (1998), Martinez-Peña et Casas-Sainz (2003), Muñoz (1992) et Beaumont et al. (2000) sur le profil ECORS, cette étude et Vergés et al. (1995, 2002a), respectivement de la plus occidentale à la plus orientale et leur position dans les Pyrénées. La droite en tirets qui relie la valeur du raccourcissement la plus à l'ouest à celle le plus à l'est montre la tendance générale de la décroissance du raccourcissement avec une pente de 0,212.

Suite à ces différents constats il apparait que l'estimation de l'intensité de la déformation dans la plaque ibérique dépend (i) de l'architecture initiale de la marge avant inversion, notamment de sa dimension, (ii) de sa rhéologie (avec ou sans croûte inférieure, couplage croûte-manteau fonction du mécanismes d'hyper-amincissement) et (iii) de la thermicité de la lithosphère avant inversion (héritage d'un gradient thermique élevé lié à l'exhumation du manteau; e.g. Bassin de Mauléon à l'ouest de la chaîne pyrénéenne (Vacherat et al., 2014)). Ces différentes caractéristiques ont un impact sur le style de déformation et donc sur le raccourcissement calculé.

2.2.4. Calendrier de l'inversion

Il existe un décalage important entre l'initiation de la convergence au Santonien (83 Ma) et le début de la croissance topographique des Pyrénées entre 50 Ma et 20 Ma, enregistré par la thermochronologie basse températures. Dans le sud des Pyrénées les études de Beamud et al., (2011); Rahl et al., (2011); Whitchurch et al., (2011); Filleaudeau et al., (2012) montrent que le refroidissement de la chaîne a pu être initié dès 70 Ma. Les premiers stades de l'inversion n'ont pas été préservés, ceci reflète probablement une lithosphère amincie et encore chaude. Le passage à une croûte plus épaisse de marge proximale plus froide pourrait quant à lui expliquer le décalage temporel (Mouthereau et al., 2014).

Une phase d'exhumation généralisée au début de l'Éocène marque le paroxysme de la collision entre la plaque Ibérie et Europe (Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000; Vergés et al., 2002). Contrôlée par l'héritage structural pré-orogénique, la compression apparaît diachrone et se propage de l'est vers l'ouest et du nord au sud (Figure 28). Cette tendance est révélée par la répartition des âges thermochronologiques de basse-température et par la progradation des dépôts sédimentaires syn-orogéniques (Puigdefàbregas et al., 1992; Vergés et al., 2002; Sinclair, 2005). Bien que la convergence entre la plaque Ibérie et la plaque Europe diminue après 35-33 Ma (Fidalgo González, 2001), les Pyrénées enregistrent un épisode rapide d'exhumation entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène (36-30 Ma) dans le sud des Pyrénées (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair, 2005; Gibson et al., 2007; Metcalf et al., 2009; Fillon & Van Der Beek, 2012).



2.3. Le Système Centrale Ibérique

Le système central Ibérique possède la topographie la plus élevée au sein de la plaque ibérique. Il sépare le bassin du Duero, du bassin du Tage (Figure 22). Cette chaîne de 300 km de long présente une structure à double vergence d'orientation NE-SO impliquant le socle. Avec la montagne de Gata, et la chaîne d'Estrela et de Montejunto cette chaîne forme un système NE-SW en échelons de 700 km entre l'Atlantique et la bordure ouest de la chaîne ibérique (Figure 22). Le chevauchement principal est présent au sud de la chaîne et est particulièrement actif de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur. Le raccourcissement calculé pour cette chaîne varie de 25km (de Vicente et al., 2007) à 50 km (Banks & Warburton, 1991) (Figure 23).

2.4. La chaîne Basco-Cantabre

La chaîne Basque-Cantabre constitue la partie ouest de la chaîne Pyrénéenne et possède également une structure à double vergence (Gallastegui, 2000) (Figure 23c Figure 22). Elle est bordée par le golfe de Gascogne au nord et par le bassin de l'Ebre et du Duero au sud. Elle peut être divisée en deux unités séparées par la faille hercynienne de Ventana :

- La première unité, située la plus à l'ouest, est constituée de sédiments syn-rift carbonifère (massif Asturien), formant le cœur de la syntaxe affectant l'orogène hercynienne à la fin du cycle du même nom (Matte, 2001). Cette unité paléozoïque constitue, avec le massif de la Demanda une partie de la zone ouest asturienne-léonaise (WALZ).

- La seconde unité est largement représentée par des dépôts syn-rifts d'âge Crétacé inversés au cours de l'orogénèse pyrénéenne. Les premiers indices de déformation compressive de la chaîne sont enregistrés en off-shore à partir de l'Éocène (Alvarez-Marron et al., 1997; Ferrer et al., 2012; Gallastegui, 2000). L'exhumation de la chaîne entre 39 et 29 Ma (Fillon et al., 2016), dans la partie ouest de la chaîne, entrainera la fin de l'ouverture du bassin de l'Èbre vers l'Océan Atlantique et initiera la mise en place de la phase endoréique du bassin tertiaire vers 36 Ma (Costa et al., 2010).

2.5. Les bassins de rift mésozoïques

La plupart des structures et chaînes de montagnes du nord de l'Ibérie sont issues de l'inversion de système extensif dont la maturité, le calendrier et la quantité d'extension accommodée diffère d'un système à un autres. Deux grands systèmes peuvent être différenciés dans le nord de la plaque : le système de rift ibérique et le système de rift pyrénéen (Figure 29).

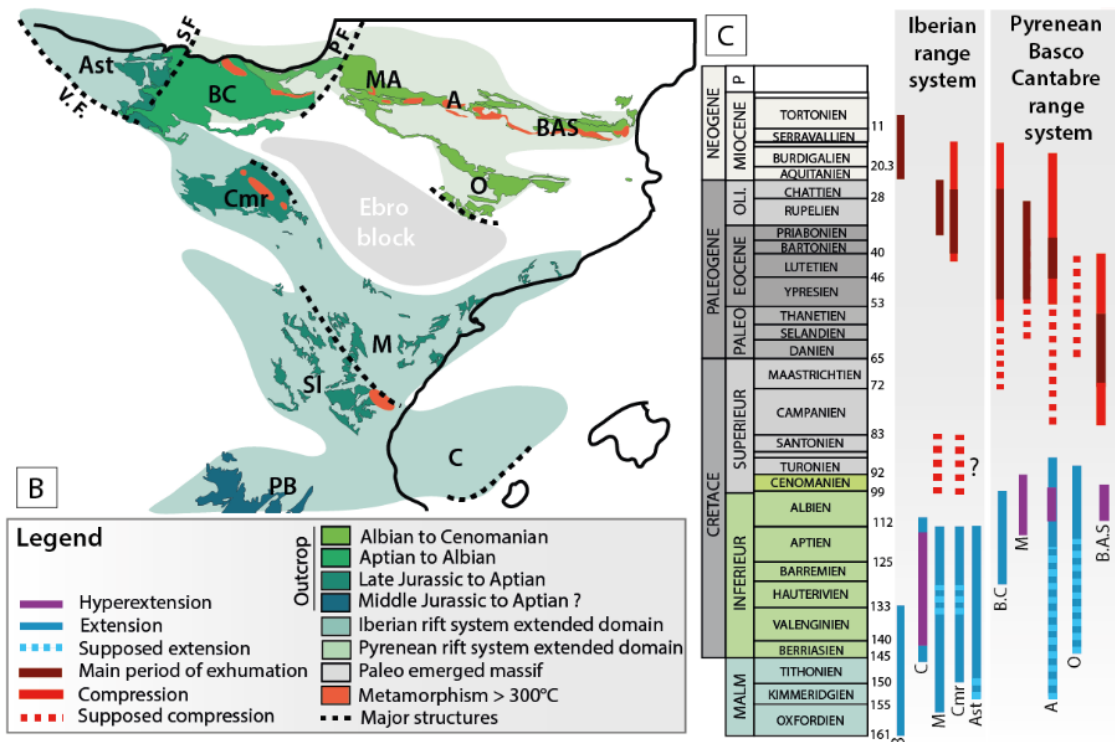


Figure 29 Carte de la localisation et calendrier de la mise en place des différents bassins de rift du Jurassique Supérieur au Crétacé Supérieur dans le nord-est de la plaque ibérique basé d'après Tugend et al., (2015). Ast : Asturies, BC : Basque-Cantabre Cmr : Cameros, M : Maestrat, SI : sud Ibérique, C : Columbret, PB : Pré-Bétique, P : Parentis, MA : Mauléon-Arzac, A : Aulus, BAS : Boucheville-Agly-St Paul et O : Organya

2.5.1. Architecture et Géométrie des bassins

a Système ibérique

Les sédiments syn-rifts du système extensif Ibérique affleurent massivement dans la chaîne du même nom, mais aussi dans son prolongement en mer (Figure 22 et Figure 29). Ces bassins sont reliés par les branches Aragonaise et Castellane constituées de sédiments détritiques paléozoïques et triasiques. Le massif de la Demanda situé au nord-ouest du bassin de Cameros, constitue également un massif paléozoïque de la chaîne ibérique qui s'intègre, avec la branche Aragonaise et Castellane, dans la WALZ.

Plusieurs bassins mésozoïques se distinguent dans ce système :

- Le bassin de Columbret situé à l'extrême sud-est du système en mer, dont les dépôts syn-rifts sont actuellement recouverts par des dépôts oligocènes ;
- Le bassin de Maestrat qui forme actuellement la jonction entre les chaînes Catalane et Ibérique ;
- Le bassin sud Ibérique situé au sud du bassin de Maestrat, duquel il est séparé par la ride de Valence.
- Le bassin de Cameros qui constitue l'extrémité nord-ouest du système.

Le bassin de Columbret est caractérisé par un amincissement extrême de la croûte continentale (<4km au centre du bassin) qui est accommodé par une séquence sédimentaire épaisse (10 km)(Etheve et al., 2018, Figure 30). Les dépôts de ce bassin

s'épaississent vers le nord-est suivant l'amincissement progressif de la croûte. Les évaporites, déposées au Trias Supérieur, forment un niveau de décollement majeur qui s'enracine dans un détachement crustal qui permet de découpler la croûte continentale de la couverture mésozoïque, peu affectée par de la déformation extensive (Etheve et al. 2018, Figure 30). Cet amincissement, bien que modéré, existe plus à l'ouest dans le bassin de Maestrat. Une épaisseur de 22km est estimée dans le centre du bassin (Salas et al., 2001). Le bassin de Cameros, constituant la partie la plus à l'ouest du système sera plus particulièrement abordé dans le chapitre 4.

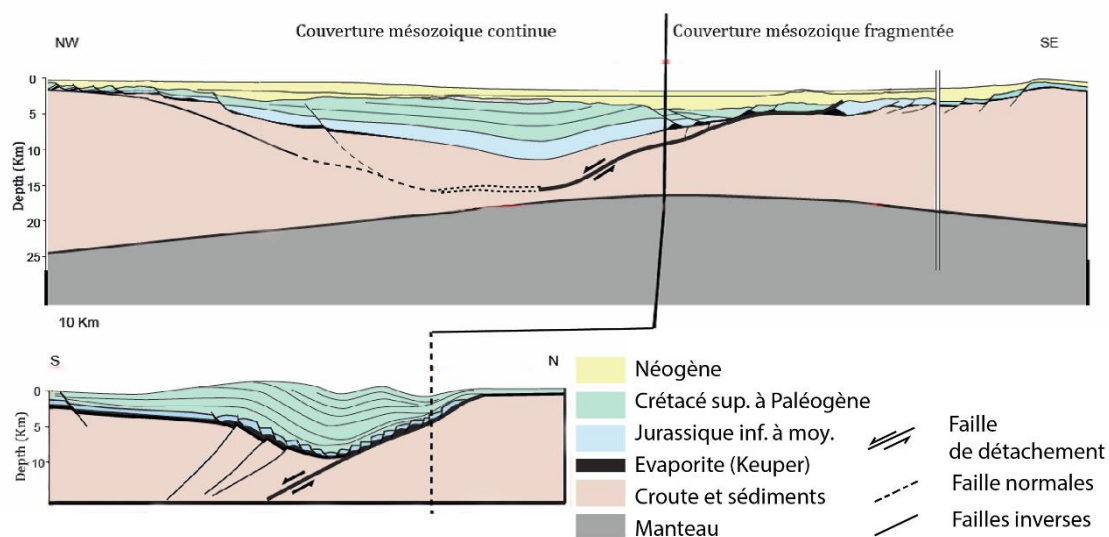


Figure 30 Mise en relation d'une section sismique interprétée du bassin de Columbret (a) d'après Etheve, (2016) comparé au bassin de Cameros (coupe restaurée avant compression pyrénéenne) d'après Casas-Sainz et Gil-Imaz (1997). Figure d'après Etheve et al. (2016)

b Système pyrénéen

Le rift pyrénéen et les bassins associés s'alignent selon une direction E-W au nord de la FNP, structure héritée de l'épisode tardi-hercynien. Ce système extensif est composé du bassin Basco-Cantabrique à l'ouest des Pyrénées dans la chaîne du même nom, du bassin d'Arzac-Mauléon, d'Aulus et de Boucheville dans la ZNP et d'Organya le seul bassin préservé au sud des Pyrénées) (Figure 29). Le système extensif y est plus développé que dans le système ibérique, permettant l'exhumation du manteau sous-continentale à la faveur de grands détachements. Le caractère hyper-extensif de ce système permet de générer de grands espaces d'accommodation permettant le dépôt de plusieurs kilomètres de sédiment syn-rift (e.g. le bassin de Mauléon, Masini et al., 2014). La déformation dans ce système s'effectue en plusieurs étapes avec la formation de la marge proximale dans un premier temps, qui accomode peu d'espace de sédimentation. L'extension se poursuit et provoque dans un second temps, le couplage entre le manteau et la croûte ce qui génère une nouvelle espace d'accommodation plus important situé dans la marge distale (Figure 31). L'extension n'est alors plus accommodée par la marge proximale qui enregistre une phase de subsidence passive (Masini et al., 2014; Péron-Pinvidic et al., 2007).

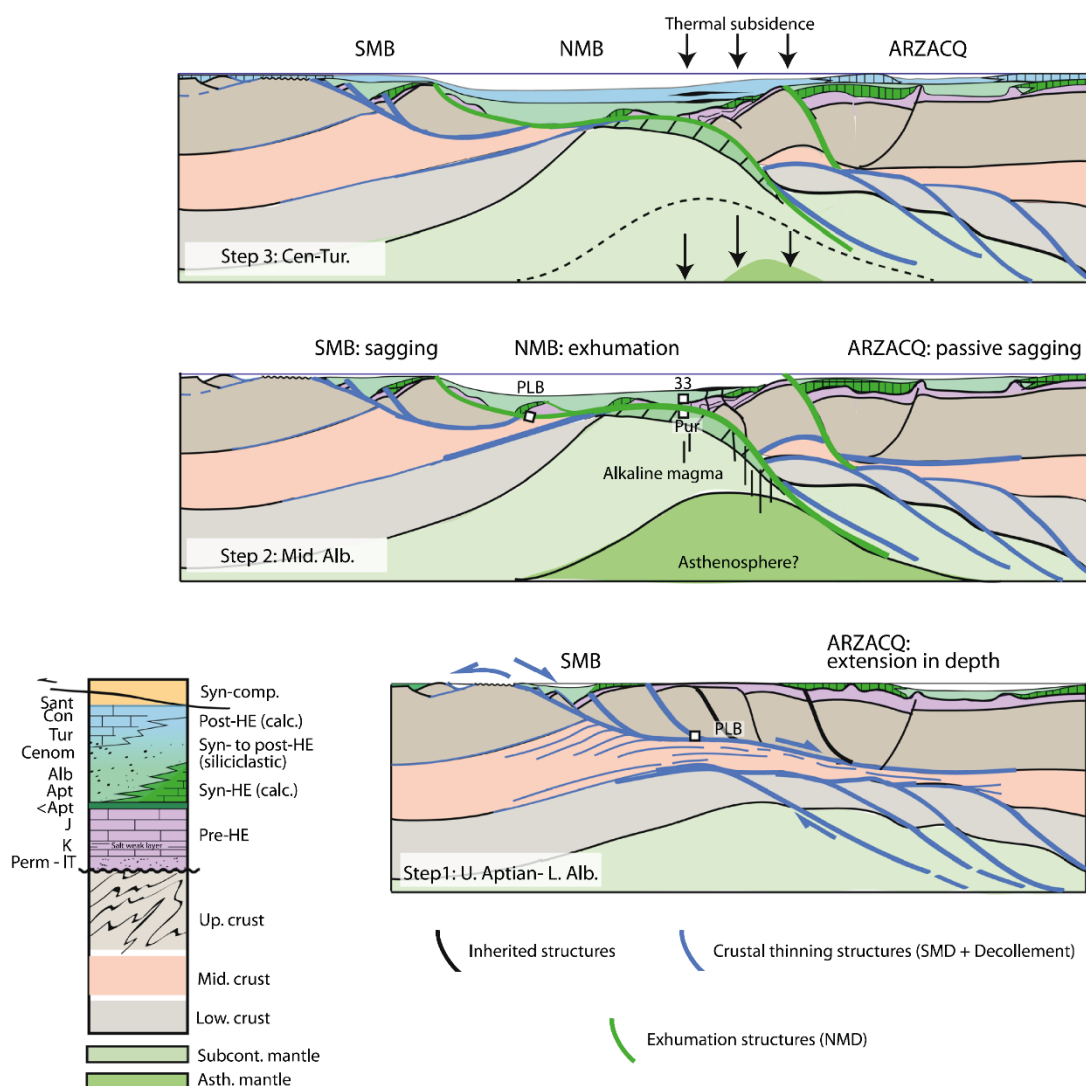


Figure 31 Modèle synthétique tectono-sédimentaires du rift d'Arzac-Mauléon d'après (Masini et al., 2014). Etape 1 Développement du premier dépocentre suite à la formation d'un premier détachement. Etape 2 : migration du dépocentre vers le sud et création d'un nouveau détachement dans la partie distale de la marge permettant l'exhumation du manteau. La partie proximale active durant l'Aptien-Albien enregistre une phase de subsidence passive. Etape 3 Subsidence thermique du bassin.

2.5.2. Calendrier de la déformation

Comme énoncé précédemment, deux phases de rifting sont enregistrées en Ibérie. La première phase est enregistrée dans les deux systèmes ibérique et pyrénéen, entre le Permien et le Trias (section 1.2.2). Les deux systèmes extensifs sont en revanche diachrone pendant la deuxième phase de rifting, où le régime extensif est plus partitionné (Salas et al., 2001; Tugend et al., 2015). Alors que le système de rift ibérique accomode l'extension entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur, le système pyrénéen est actif entre l'Aptien supérieur et le Cénomanién. Au sein même du système ibérique des variations temporelles de l'initiation de la déformation peuvent être observés (Figure 29). Celle-ci semble débuter au sud-est dans le bassin de Maestrat pour remonter progressivement vers le nord-ouest dans le bassin de Cameros et d'Asturies (Figure 29).

2.5.3. Thermicité des bassins

Comme dit précédemment, l'hyper-amincissement observé dans les Pyrénées se manifeste par l'exhumation de péridotite du manteau sous continental (Clerc & Lagabrielle, 2014; DeFelipe et al., 2017; Golberg & Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010b; Lagabrielle & Bodinier, 2008). Il s'accompagne de la mise en place d'un métamorphisme de basse à moyenne température affectant les dépôts syn-rifts. Un paléo-gradient géothermique de l'ordre de 70-80°C/km pouvant persister pendant plusieurs dizaines de millions d'années, même après l'événement d'amincissement est décrit dans les Pyrénées (Vacherat et al., 2014b). Les données géochronologiques obtenues datent le métamorphisme entre 110 et 85 Ma (Montigny et al., 1986; Clerc & Lagabrielle, 2014) (Figure 32).

Celui-ci est également contemporain de la mise en place du magmatisme alcalin. Il faut ajouter à cela, les circulations de fluide qui affectent le matériel hercynien des massifs nord Pyrénéen et de la ZA conduisant à l'albitisation et la déquartzification des roches du socle paléozoïque.

Un métamorphisme BT-BP Albo-Cénomaniens synchrone (108-86 Ma) est observé dans les bassins Ibériques de Cameros, et dans une moindre mesure de Maestrat (Casquet et al., 1992; Salas et al., 2005) (Figure 29). Contrairement au système pyrénéen, le métamorphisme est postérieur à la période d'amincissement dans le système ibérique. Il est également associé à un fort paléo-gradient thermique de ~70°C/km dans le bassin de Cameros (Mata et al., 2001; Del Río et al. 2009), alors que l'amincissement estimé est relativement faible (~25km) dans ce bassin (Omodeo-Salé et al., 2017). Les différents moteurs invoqués pour expliquer cette anomalie dans le système ibérique sont discutés dans le chapitre 4.

Ces différents événements hydrothermaux et magmatiques sont souvent associés à la période albo-cénomaniens, mais des événements antérieurs sont également observés pendant toute la durée du rifting mésozoïque dans les Pyrénées (Ubide et al., 2014; Boutin, 2016) et en Ibérie. Les événements hydrothermaux anciens peuvent être rattachés à un événement thermal daté du Jurassique Supérieur qui affectent l'ensemble de l'ouest de l'Europe et dont les causes demeurent encore mal comprises (Cathelineau et al., 2012) (Figure 33).

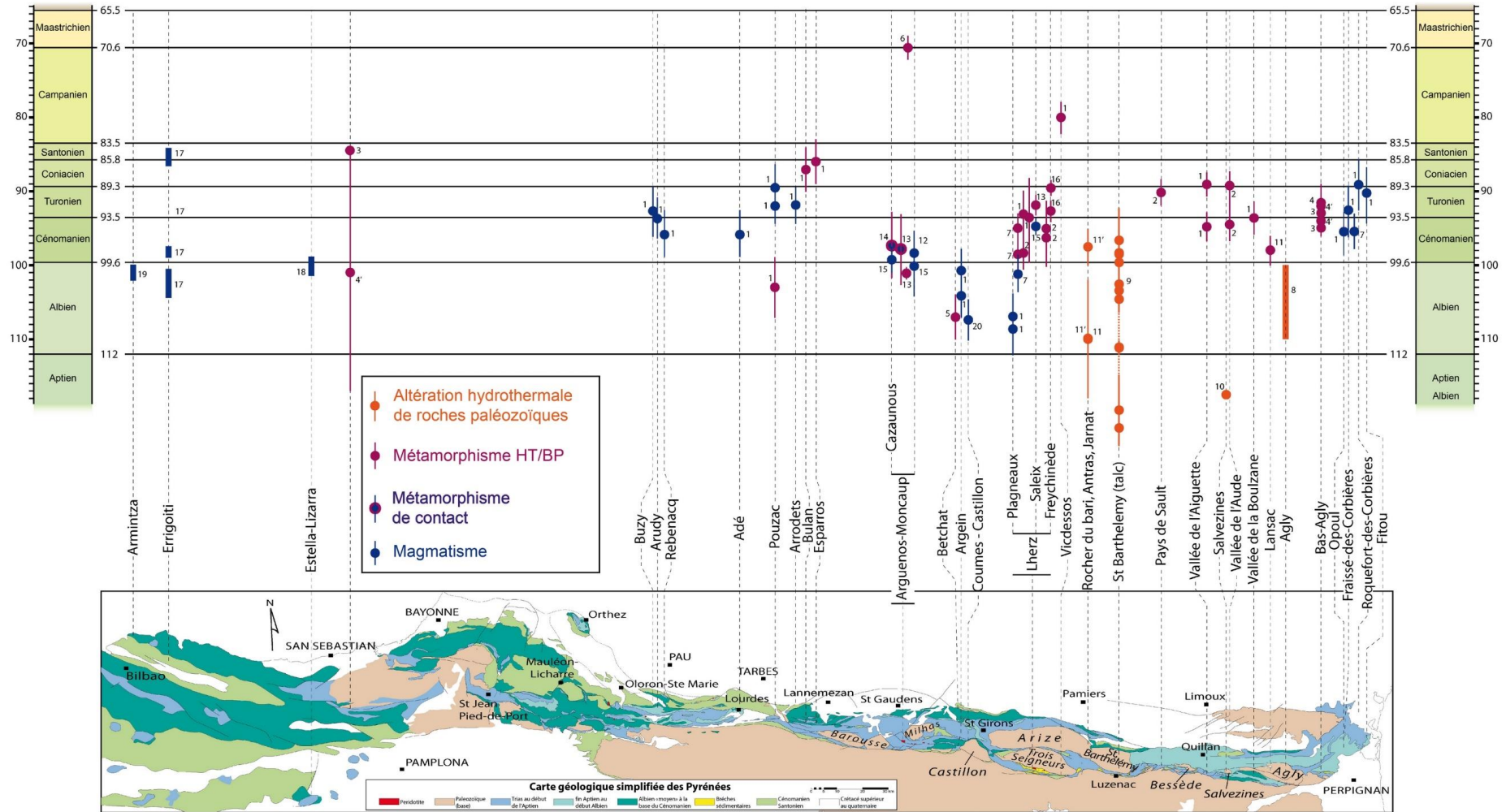


Figure 32 Synthèse des âges du métamorphisme et du magmatisme crétacé dans les Pyrénées. Basé sur les données de 1 : Montigny et al. (1986) - 2 : Golberg et Maluski (1988) - 3, 4, 4' : Albarède et Michard-Vitrac (1978) - 5 : Thiebaut et al. (1988) - 6 : Hervouet et al. (1987) - 7 : Golberg et al. (1986) - 8 : Nicolas (1998) - 9 : Boutin & al. (2015), Schärer et al. (1999) [112-97 Ma] - 10 : Boulvais et al. (2007) - 11 : Poujol et al. (2010) - 11' : Fallourd et al. (2014) - 12 : Poujol & Clerc (non-publié) - 13, 14, 15, 16 : Monier & Clerc (non-publié) - 17 : Castañares et al. (1997) ; Castañares et al. (2001) - 18 : López-Horgue et al. (1999) - 19 : López-Horgue et al. (2009) - 20 : Henry et al. (1998) - synthèse reprise et complétée d'après (Débroas, 2003 ; Débroas et Azambre, 2012 ; Clerc, 2012 ; Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016). D'après Boutin et al. (2016), modifiée de Clerc et al., (2012).

La période entre le Permien et le Jurassique Inférieur est également associée à deux types d'événements magmatiques. Le premier est un magmatisme tholéitique associé à la mise en place des ophites dans la partie occidentale des Pyrénées et dans la Demanda (Alibert, 1985; Béziat et al., 1991; Rossi et al., 2003). Celui-ci est relié à la formation de la CAMP à 202 ± 2 Ma (Rossi et al., 2003).

Un deuxième événement magmatique alcalin daté entre le Trias Supérieur et le Jurassique Inférieur est décrit dans la chaîne ibérique, dans la chaîne catalane et dans la partie orientale des Pyrénées. Le magmatisme alcalin est localisé sur les bordures de bassin de rift et est synchrone d'une période de subsidence importante entre 240 et 220 Ma (Azambre & Fabriès, 1989; Lago et al., 1996; Solé et al., 1998). Cependant celui semble persisté jusqu'au moins 180 Ma (Ubide et al., 2014)

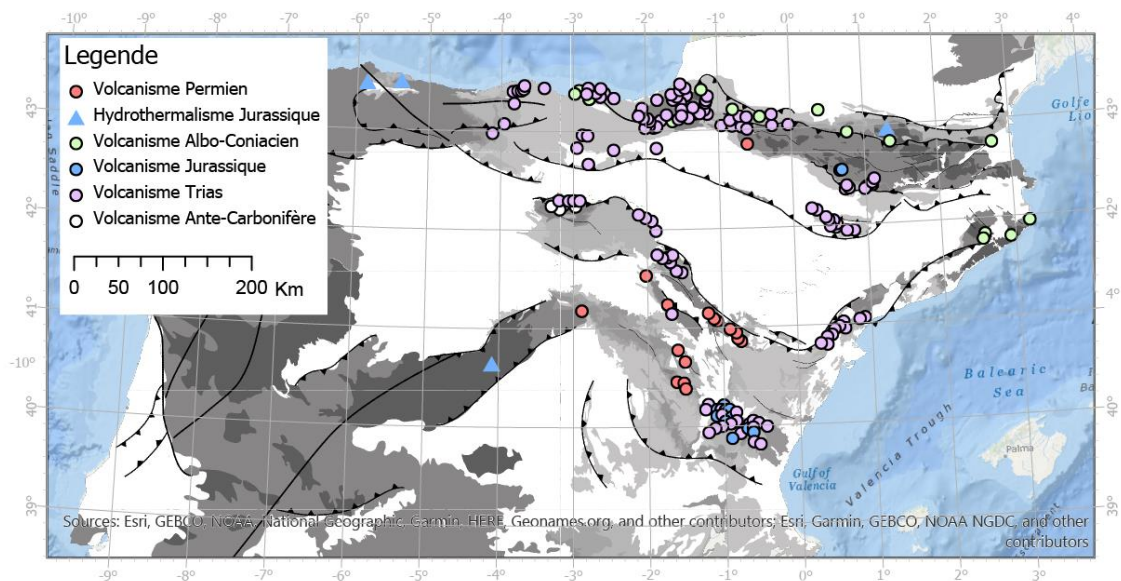


Figure 33 Carte de synthèse des différents événements magmatiques mésozoïques et des événements hydrothermaux daté du Jurassique Inférieur répertoriés sur la plaque nord Ibérique (Azambre et al 1992 ; Béziat et al. 1991 ; Ubide et al. 2014 ; Solé et al. 2003 ; Boutin et al. 2015 ; Sanchez et al 2010 ; Galindo et al. 1994 ; Casquet et al. 1991), (basé sur Geologia de Espana).

2.6. Le bassin de L'Èbre

Le bassin tertiaire de l'Èbre présente une géométrie triangulaire orientée, selon un axe est-ouest (Figure 34). Il est composé d'une partie autochtone relativement peu déformé, séparé des bassins piggy-back de Tremp, d'Ainsa et de Jaca par les chevauchements sud pyrénéens de Montsec, Boixol et des Sierra Marginales (Figure 34). Les dépôts tertiaires reposent en discordance sur le socle du bassin émergé pendant le Mésozoïque. Celui-ci est constitué de dépôt sédimentaire daté du Paléozoïque au Crétacé Supérieur (Figure 35).

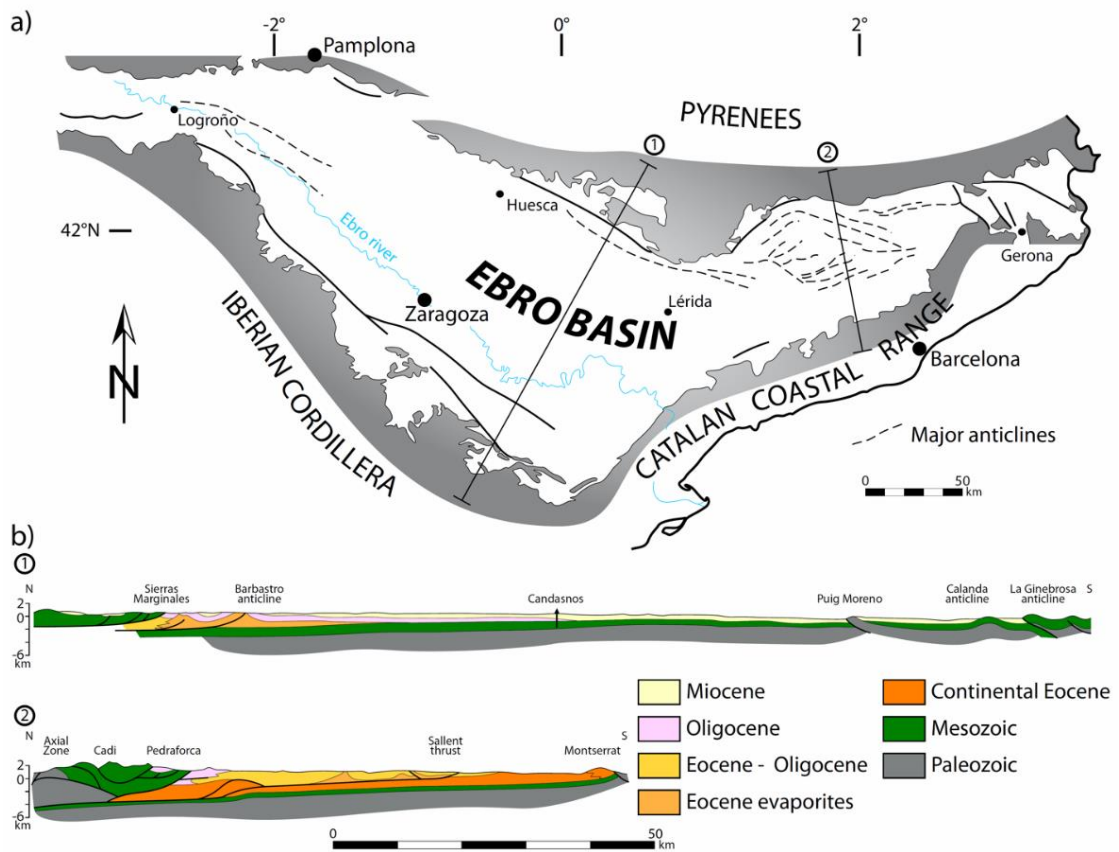


Figure 34 a) Carte structurale simplifiée du bassin de l'Ebre montrant sa position entre les Pyrénées, la chaîne ibérique et la Cordillère Côtière Catalane et de deux coupes traversant le bassin d'après Filleaudeau, 2011 (basé sur Geologia de España, 2004). Les traits noirs matérialisent les chevauchements visibles dans le bassin de l'Ebre. Les tirets représentent les axes des anticlinaux (Vergés, 1993). b) Coupes géologiques simplifiées à travers le bassin de l'Ebre montrant un approfondissement vers le nord et une tendance à l'onlap vers le sud. Noter la déformation compressive accommodée par les évaporites éocènes.

Le raccourcissement et les chevauchements majeurs dans les Pyrénées et dans la chaîne ibérique aboutissent à une diminution drastique de l'aire drainée par le bassin de l'Ebre. Dans la dépression de la Rioja (Figure 22), le bassin a perdu près de 70% de sa longueur initiale dû à la contraction de ces deux chaînes (Riba & Jurado, 1992).

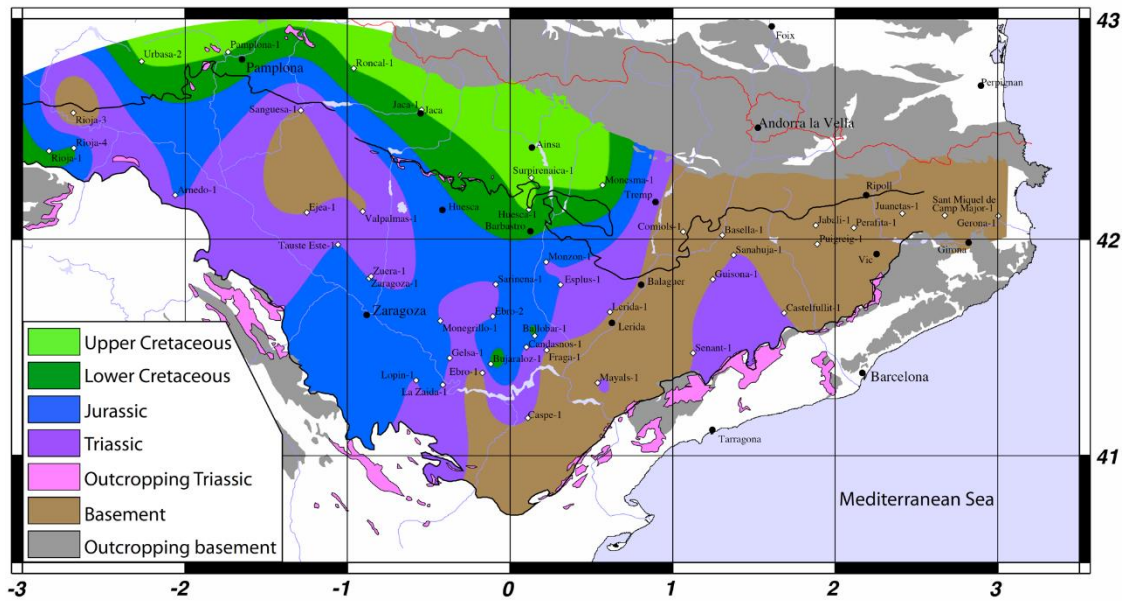


Figure 35 Écorché du bassin de l'Èbre sous les dépôts Cénozoïque montrant l'héritage tectonique et structural mésozoïque d'après Filleudeau (2011)

3. Évolution tectono-sédimentaires du nord de l'Ibérie

3.1. Le massif ouest Ibérique

Le massif ouest-Ibérique est composé de sédiments datés du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque, de roches ignées felsiques pré-hercyniennes et de granites syn à post-hercyniens. Six unités tectono-stratigraphiques sont définies sur le massif Ibérique : la zone Cantabre (CZ), la zone ouest asturienne-léonaise (WALZ), incluant notamment le massif de la Demanda ainsi qu'une partie de chaîne ibérique, la zone Centrale Ibérique (CIZ), La zone de Galice et de Tràs os Montes (GTMZ), la zone Ossa Morena (OMZ) et la Zone sud Portugaise (SPZ) (Figure 36). Une partie du Paléozoïque est également exposée dans la ZA. Ces unités sont plissées par deux grandes syntaxes d'âge tardi-hercynienne : la syntaxe cantabre et la syntaxe centrale ibérique (Figure 36 ; Shaw et al., 2012 et références associées). La majeure partie du massif ouest Ibérique est représentée par la zone CIZ constituée (1) d'une bande étroite de métasédiments volcano-détritiques et des orthogneiss cambro-ordoviciens au nord (Fm Ollo de Sapo) et (2) d'un large domaine constitué de schistes et de greywackes au sud (Carrington da Costa, 1950).

Le massif ouest Ibérique est une zone relativement stable tectoniquement. Émergée pendant tout le cycle alpin, son érosion nourri les bassins mésozoïques. Une synthèse U-Pb sur zircon des différents évènements magmatiques affectant ce massif ainsi que les âges détritiques préservés dans les sédiments paléozoïques est présentée dans le chapitre 5.

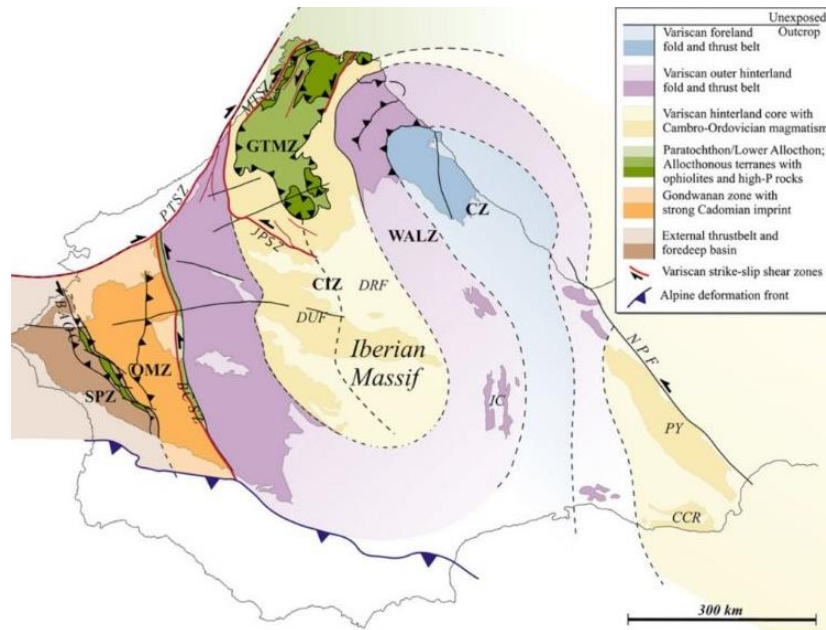


Figure 36 Répartition des unités tectono-stratigraphiques du socle Hercynien Ibérique déformé par la syntaxe Cantabre et Centrale Ibérique d'après Shaw et al (2012).

3.2. Évolution tectono-sédimentaire des bassins de rifts mésozoïques pyrénéens et Ibériques

Le système de rifts pyrénéens est caractérisé par des bassins déconnectés les uns des autres, formés entre l'Albien et le Cénomaniens. Cet épisode de rifting mène à l'exhumation du manteau dans la ZNP, en relation avec l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne. Cette ultime tentative d'océanisation entre l'Ibérie et l'Europe est le résultat de multiples épisodes d'amincissement dont le système de rift Ibérique, qui se forme entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé, est un des principaux représentants.

3.2.1. Les bassins de rift ibériques

L'histoire du remplissage mésozoïque des bassins de rift ibériques est classiquement divisée en deux cycles de 1^{er} ordre. Le premier cycle se met en place entre le Permo-Trias et le Jurassique Moyen, le second cycle débute au Jurassique Supérieur et termine au Crétacé (Figure 37 et Figure 38). Chaque cycle est composé d'une période de subsidence syn-rift et d'une période post-rift caractérisé par une relative quiescence tectonique (Figure 38). Si le premier cycle montre le même schéma dans les différents bassins, les profils de subsidence montrent des disparités lors du 2nd cycle de rifting. Ces disparités reflètent le partitionnement de l'extension entre le Jurassique et le Crétacé Inférieur.

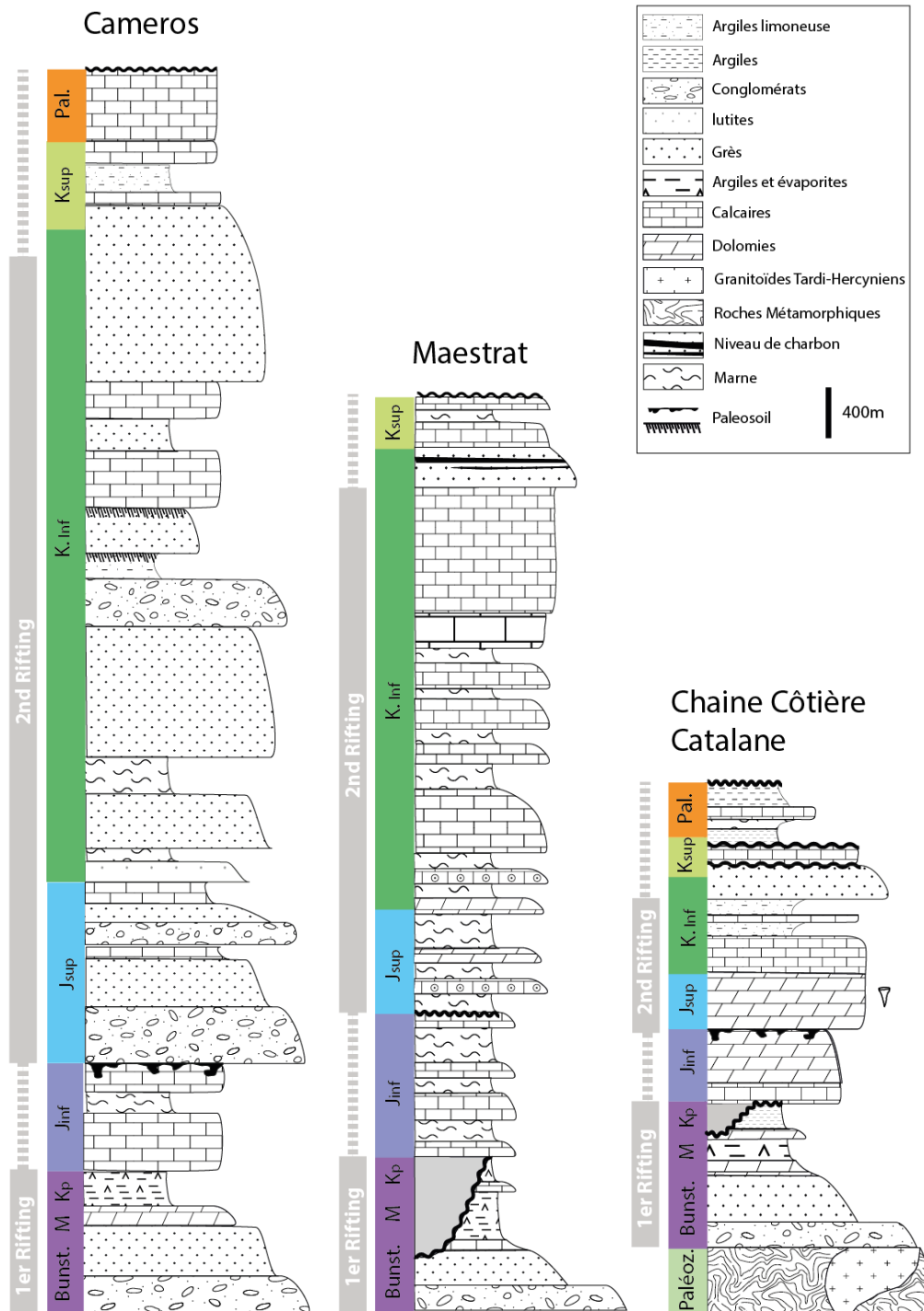


Figure 37 : Log synthétiques des enregistrements sédimentaires des bassins de Cameros, de Maestrat et de la zone de Enlaces au sud de la chaîne catalane.

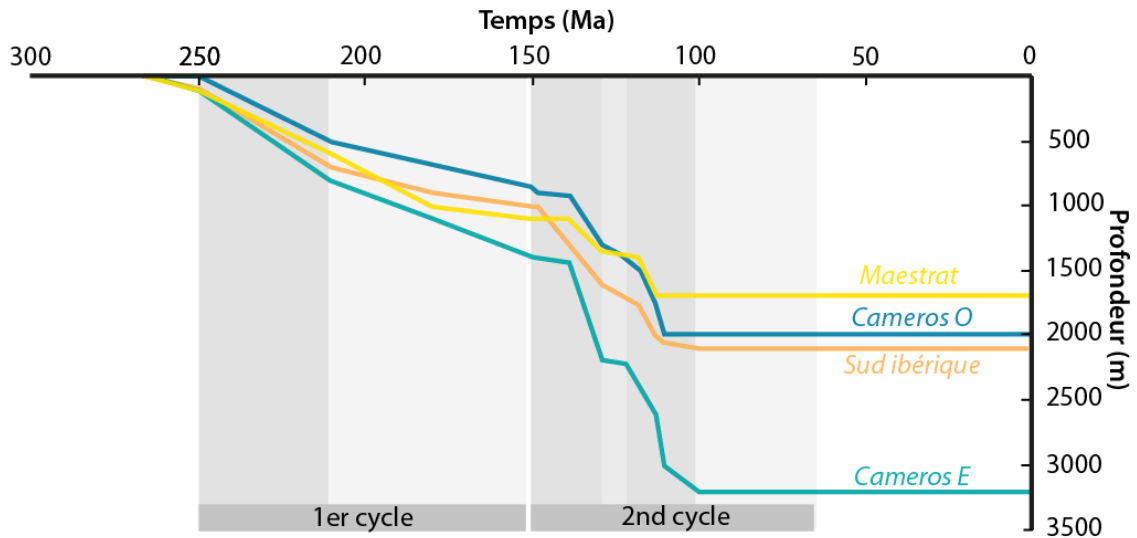


Figure 38 Profil de subsidence des bassins du système de rift ibérique au cours du Mésozoïque présentant les deux cycles de rifting décrit par Salas et al. (2001). Chacun montre une période de subsidence tectonique et thermique. Une forte variabilité de l'évolution de la subsidence peut être observée au sein de la 2nd période de rifting actif. Ces profils montrent en effet deux périodes de forte subsidence entre l'Oxfordien et Barrémien inférieur et entre l'Aptien inférieur et l'Albien inférieur entre lesquelles s'intercalent une période de quiescence entre le Barrémien et l'Aptien.

a 1er Cycle (Permien Supérieur-Jurassique Supérieur)

Les bassins ibériques s'initient dès le Permien avec la formation d'un premier bassin large comprenant les bassins Catalans et le bassin sud Ibérique (Figure 39). Les principales structures délimitant ces bassins se sont formées à la faveur d'anciennes structures hercyniennes remobilisées lors de l'extension (Arthaud & Matte, 1977; Capote, 1983; Vegas & Banda, 1982). Cette reprise de la déformation dans le système ibérique est associée à la propagation de la Néotéthys vers l'ouest. A cette époque, la majorité de la déformation extensive est le bassin de Maestrat (Bartrina & Hernández, 1990). Le début de la séquence sédimentaire syn-rift présente d'importantes épaisseurs de sédiments continentaux correspondant au faciès du Buntsandstein. Ces dépôts sont constitués des produits d'érosion de la chaîne Hercynienne transportés de l'ouest vers l'est grâce à la mise en place de larges chenaux anastomosés (López et al., 2005; Sánchez Martínez et al., 2012). Ces dépôts sont également associés à une période de forte subsidence. Avec l'augmentation du niveau marin, la période de sédimentation correspondant au faciès carbonaté du Muchelkalk signe la plus grande transgression de la Téthys dans l'ouest de l'Europe. La subsidence s'atténue durant le Trias Supérieur, où l'on accumule d'importante quantité d'évaporite et d'argile correspondant à un environnement mixte peu profond associé au faciès du Keuper. Ces séries triasiques peuvent atteindre une épaisseur de 1200m au cœur du bassin de Maestrat (Virgili et al., 1983) (Figure 40).

Cependant, si l'enregistrement sédimentaire et le calendrier de l'extension sont plus ou moins similaires durant le 1^{er} cycle Permo-trias entre les systèmes de rift Pyrénéen et Ibérique, ils sont en revanche singulièrement différents lors de la 2nd phase de rifting du Jurassique Supérieur au Crétacé Supérieur.

Durant le Trias supérieur la déformation extensive atteint le domaine Cantabre et le golfe de Gascogne commence son développement. À la fin du Trias une large partie de l'est et du sud-est de l'Ibérie est recouverte par un vaste bassin qui forme une partie de la plateforme péri-téthysienne (Figure 40). La fin de cette 1^{er} phase de rifting est marquée par le dépôt de brèches hettangiennes issu du démantèlement de la plateforme qui est causé par la structuration et le soulèvement de bloc de faille (Salas et al., 2001). La phase de dénudation précédant le dépôt de la plateforme Jurassique au Lias entraîne la formation d'une discordance entre le Jurassique Inférieur et le Keuper dans la chaîne Côtière Catalane (Figure 37)(Esteban & Brugués, 1973). Dans la partie est de la chaîne ibérique la discordance est localisée entre le Jurassique et le toit du Buntsandstein (Figure 37)(Roca & Guimerà, 1992; Aurell et al., 2002).

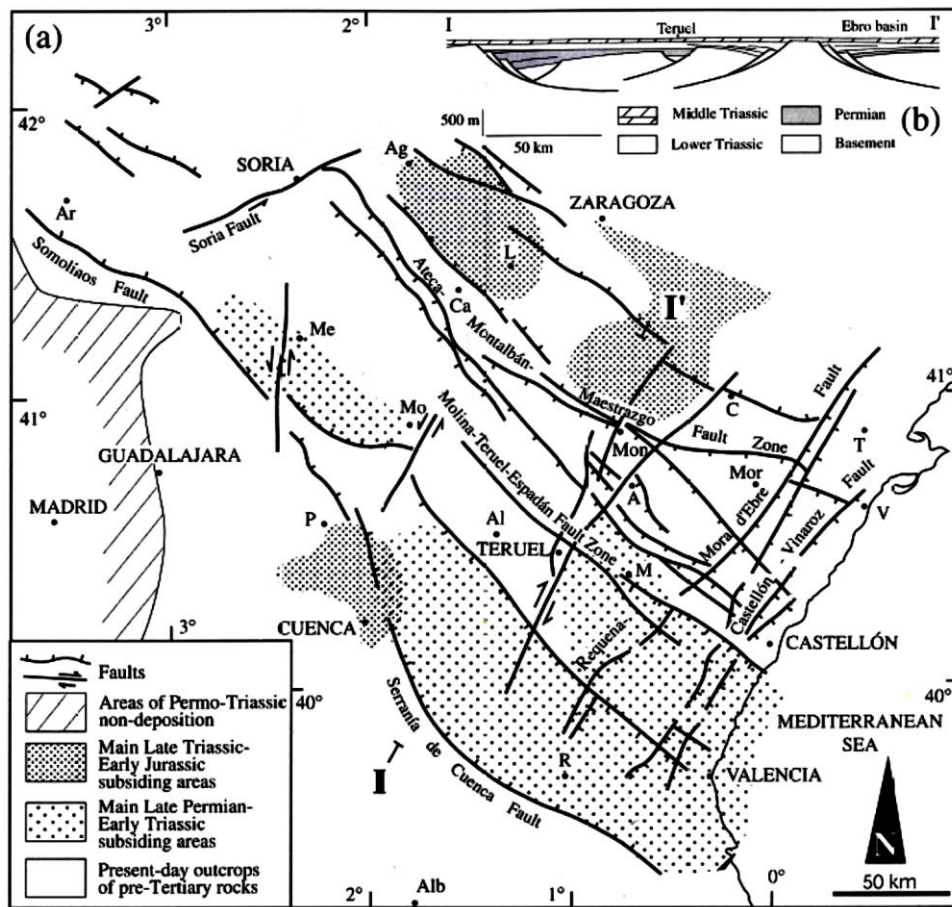


Figure 39 Carte des zones de subsidence du Permien supérieur au Trias inférieur et du Trias supérieur au Jurassique Inférieur. A= Aliaga, Ag= Agreda, Ar=Aranca de Duero, C=Calanda, Ca=Calatayud, D=Daroca, La=La Almunia de Dona Godina, M=Mora de Rubielos, M=Medinaceli, Mo=Molina de Aragon, Mor=Morella, P=Priego, Po=Portalrubio, R=Requena, T=Tortosa, V=Vinaroz. (Capote et al., 2002, basé sur : Capote, 1978 ; Platte, 1990 ; San Roman et Aurell, 1992 ; Arche et Lopez-Gomez, 1996, 1999).

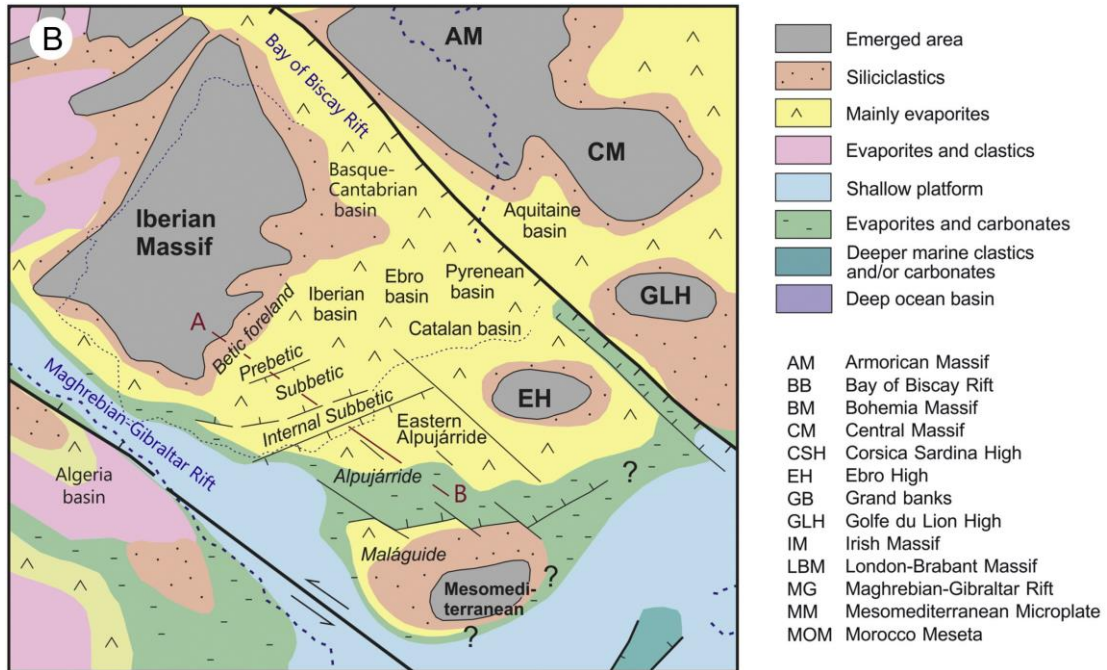


Figure 40 Carte Paléogéographique de la plaque ibérique au Trias supérieur d'après Ortí et al. (2017)

Contrairement au golfe de Gascogne, dont l'évolution est associée à une période d'amincissement continue, les bassins Ibériques sont caractérisés, au cours du Jurassique Inférieur et Moyen, par une subsidence thermique. Pendant cette période se met en place une large plateforme carbonatée, traduisant une relative période de quiescence tectonique. Les sédiments déposés pendant cette période peuvent atteindre 1km d'épaisseur (Aurell et al., 2002). Le hiatus stratigraphique le plus important sur l'ensemble de la plateforme a lieu entre l'Aalénien inférieur et moyen. Elle est attribuée à une régression globale qui se met en place dans toute l'Europe de l'ouest et qui pourrait correspondre à un évènement tectonique d'échelle régionale (Hallam, 2001) probablement en lien avec l'évolution de la Téthys Alpine (Figure 41a).

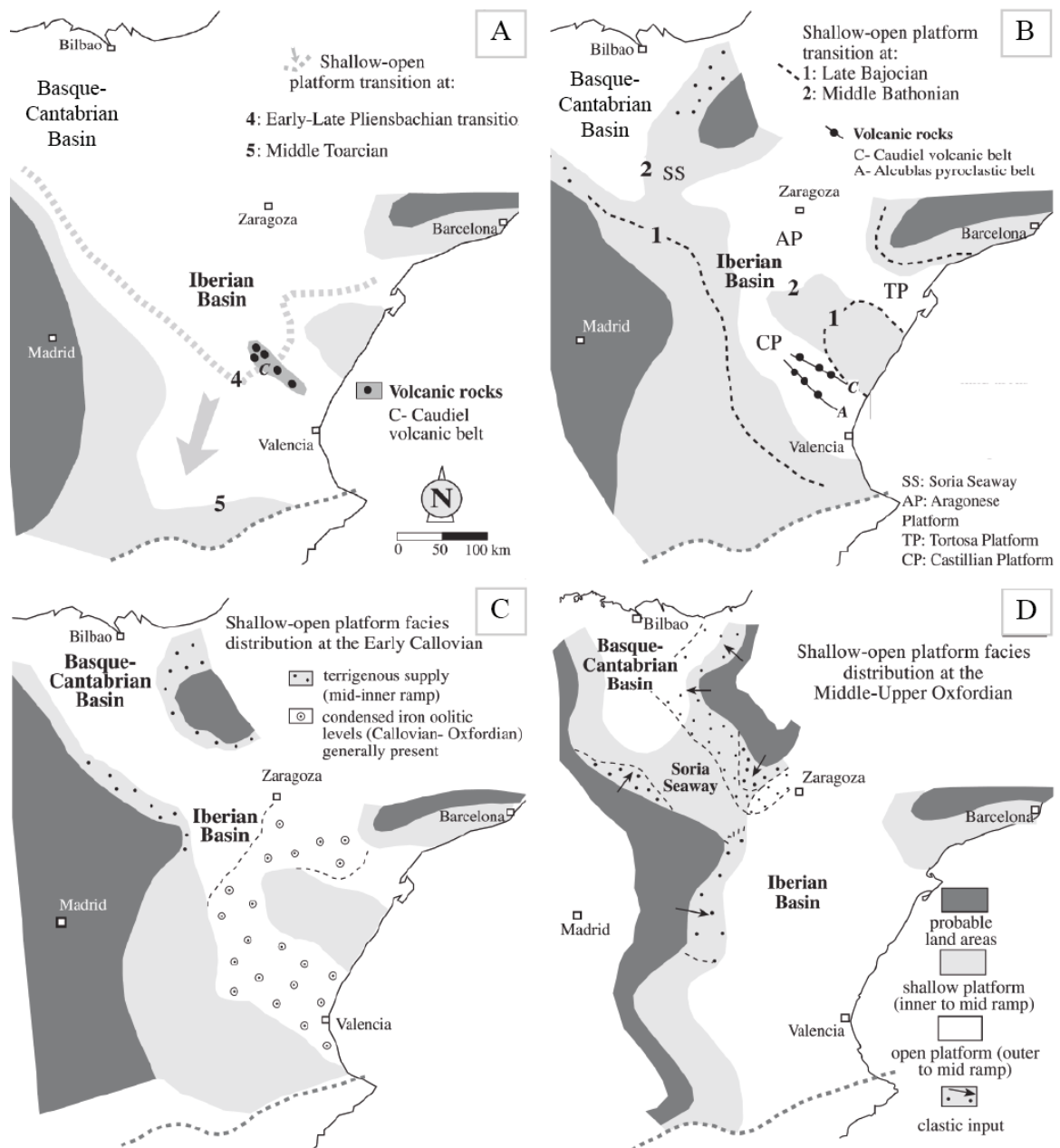


Figure 41 Cartes paléogéographiques du NE de l'Ibérie au Jurassique : a) au Pliensbachien-Toarcien, b) au Bajocien inférieur – Bathonien supérieur, c) Callovien inférieur et d) à l'Oxfordien moyen et supérieur d'après (Aurell et al., 2003a)

Si il est vrai qu'une période de relative quiescence tectonique se met en place dans la partie est de l'Ibérie, plusieurs événements tectoniques sont identifiés dans l'ouest (bassin de Lusitanie, Figure 22) et le nord-ouest de l'Ibérie (García-Frank et al., 2008 et références associées). Dès le début du Jurassique Moyen, un soulèvement se met en place en Asturies qui est attesté par l'exhumation du bassin (Aurell et al., 2002; Figure 41b). L'apport de sédiments silico-clastiques suggère une émergence du bloc de l'Èbre au cours du Bajocien-Bathonien (Bulard, 1972; Wilde, 1990)(Figure 41b, 30c et 30d). Ce soulèvement aurait conduit à la mise en place du corridor marin de Soria reliant le bassin Basque-Cantabre aux bassins Ibériques (Figure 41b). La période post-rift dans la partie nord-ouest des bassins Ibériques est par la suite influencée par l'amincissement continental dans le golfe

de Gascogne et entre l'Ibérie et Terre-Neuve. La fin du premier cycle de rifting et de cette première phase de subsidence thermique est scellée par les dépôts du Callovien et de l'Oxfordien inférieur. Dans le bassin Asturien les dépôts du Jurassique Supérieur reposent en discordance sur les dépôts du Sinémurien au Bajocien (Aurell et al., 2002).

b 2nd Cycle (Jurassique Supérieur-Maastrichtien)

De l'Oxfordien à l'Albien moyen une nouvelle phase d'amincissement crustal couplée à la propagation de l'océanisation de l'Atlantique Central vers le nord atteint son paroxysme avec l'initiation de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne à l'Aptien moyen (Salas et al., 2001). Cette nouvelle phase d'extension est soulignée par une subsidence partitionnée le long d'un système de faille transformante NO-SE créant successivement les bassins de Maestrat, Cameros, Columbret et sud ibérique (Figure 29). Ces bassins sont caractérisés par une importante séquence sédimentaire syn-rift de 2 à 5 kilomètres, limitée à sa base et à son sommet par deux discordances datées respectivement du Jurassique Supérieur et de l'Albien moyen (Figure 37).

Le début de l'extension entraîne la destruction de la plateforme carbonatée du Jurassique Inférieur et Moyen. L'initiation de la subsidence est diachrone au sein du système ibérique. Alors qu'elle débute entre l'Oxfordien terminal et le Tithonien pour le bassin de Maestrat et Cameros (Figure 38 et Figure 42), elle s'initie au Berriasien dans le bassin sud Ibérique (Salas et al., 2001). À l'exception du bassin de Cameros, pour lequel le remplissage syn-sédimentaire est continental, les environnements de dépôts dans les autres bassins sont principalement marins jusqu'à l'Aptien inférieur (Figure 37 et Figure 43).

Le début de l'amincissement coïncide avec une importante transgression marine. Dans le bassin de Maestrat il est associé au dépôt de 850m de sédiments carbonatés de l'Oxfordien et du Kimmeridgien (Salas & Casas, 1993).

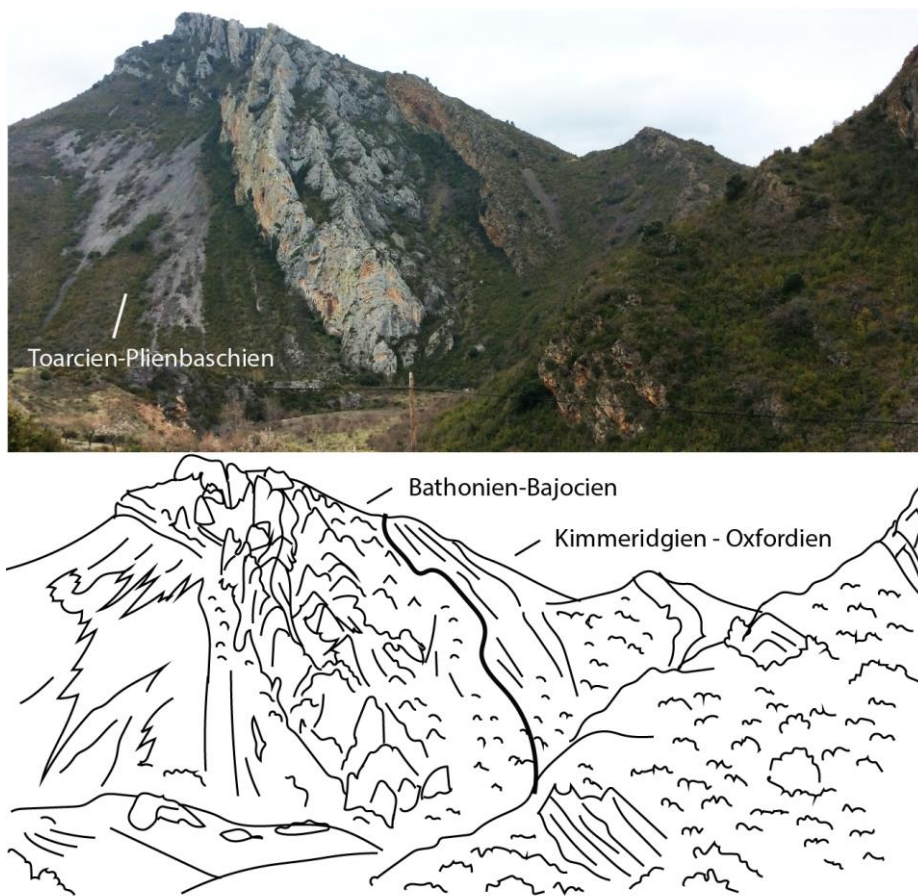


Figure 42 Panorama illustrant le contact entre les sédiments carbonatés ante-rift et les sédiments syn-rift détritiques dans le nord du bassin de Cameros.

À partir du Tithonien et du Berriasien l'extension se généralise et la subsidence s'accélère. Dans le bassin de Maestrat, les dépôts correspondent à des facies de cordons oolithiques et de marnes sur les bordures et au centre du bassin qui peut atteindre jusqu'à 1000m d'épaisseur (Salas, 1989; Salas et al., 1995). A l'inverse, la séquence syn-rift du bassin de Cameros reflète des environnements lacustres et fluviatiles.



Figure 43 Photos du faciès Purbeckien syn-rift (Oxfordien-Kimmeridgien) localisés à proximité du front nord de Cameros. 1 – (A) vue générale et vue détaillée du grès à passés conglomératiques à micro-conglomératiques. Les grains de quartz de cet affleurement sont anguleux tandis que certains galets carbonatés présentent des géométries très arrondies. B) Passés conglomératiques contenant des galets centimétriques de grès et des quartz anguleux indiquant un environnement de dépôts plutôt proximale associés à des surfaces érosives.

Dans la partie ouest du bassin de Cameros les dépôts atteignent 3000m (Figure 38). Dans le bassin sud Ibérique une transition progressive vers un environnement marin et deltaïque est associée à des apports carbonatés et silico-clastiques sédimentaires mixtes. Du Valanginien au Barrémien un ralentissement de la subsidence est observé dans tous les bassins (Figure 38)(Salas et al., 2001; Omodeo Salè et al., 2014). Cette période est marquée par le dépôt de 1500m de carbonate dans le bassin de Maestrat, 900m de dépôts fluviaux dans le bassin de Cameros (structurés en plusieurs dépocentres très localisés) et de 200m de sédiments silico-clastiques dans le bassin sud Ibérique.

La reprise d'une subsidence rapide à partir du Barrémien supérieur se traduit par une extension des zones de sédimentation dans tous les bassins. Cette étape coïncide avec l'augmentation progressive des apports continentaux terrigènes qui annonce la mise en place d'un système alluvial côtier à deltaïque à l'Albien. Le bassin de Columbret présente d'importantes séquences de calcaires à rudistes correspondant au faciès Urgonien. Néanmoins, ces séquences sont interrompues par des incursions silico-clastiques

affectant le bassin offshore de Columbret de l'Hauterivien à l'Albien (Maillard et al., 1992; Roca et al., 1994). Dans le bassin de Maestrat des occurrences de dépôts silico-clastiques sont notables à partir de l'Aptien, mais sont rapidement interrompues par une grande transgression marine se manifestant par le dépôt de 1000m de sédiments carbonatés (Salas & Casas, 1993; Salas et al., 2001; Peyrot et al., 2007). Les dépôts silico-clastiques deviennent dominants à partir de l'Albien inférieur à moyen atteignant des épaisseurs de 500m. Ces dépôts, dans lesquels s'intercalent des niveaux à charbon, sont caractéristiques de la formation Escucha, interprétée classiquement comme un environnement marin deltaïque (Querol et al., 1992). Le bassin sud Ibérique enregistre quant à lui 500 m de dépôts carbonatés et 200m de dépôts silico-clastiques (Fm Escucha). À Cameros, la reprise de la subsidence active est également datée du Barrémien supérieur marqué dans la partie orientale du bassin par l'accumulation de 3,4 km de sédiments détritiques jusqu'à l'Albien inférieur (Figure 44) (Salas et al., 2001; Omodeo Salè et al., 2014).



Figure 44 Photo d'affleurement aptien-albien (à gauche) de la formation Olivan correspondant à un environnement de plaine alluvial du bassin de Cameros (équivalent de la formation Escucha) et (à droite) de dépôts ligneux associés à des grès Aliens de la formation Utrillas situé sous le front chevauchant de Cameros.

Les dépôts silico-clastiques de la formation Escucha (ou équivalent de la Fm Olivan dans Cameros, Figure 44) accompagnent la dernière phase d'extension enregistrée dans le système ibérique de l'Albien inférieur à moyen (Vilas et al., 1982). Elle est relayée par le dépôt de la formation Utrillas (200 à 500m) de l'Albien moyen au Cénomanién, qui scelle l'amincissement crustal dans le bassin. Sur le terrain, ces deux formations sont caractérisées par des grès très matures, ocres à blancs et peu consolidés (Figure 44). Elles sont présentes sur tout le pourtour du bloc de l'Èbre et sont classiquement rattachées à des environnements continentaux côtiers pour la formation Escucha et fluviales pour la formation Utrillas (chenaux méandriques, plaine d'inondation) (Pardo, 1979; Querol, 1990, 1992) (Figure 45). Plus récemment, certains auteurs ont attribué ces formations à des dépôts éoliens désertiques de type erg pouvant couvrir une surface de 16 000 km² (Rodríguez-López et al., 2006, 2008, 2010). Les dépôts correspondant à cet environnement sont localisés dans la partie ouest du système ibérique, plus

particulièrement dans la zone de Teruel (entre les bassins sud ibérique et le bassin de Maestrat).

Ces grès arkosiques sont majoritairement composés de quartz et de feldspaths potassiques provenant probablement de l'érosion de roches plutoniques et métasédimentaires paléozoïques du massif ouest Ibérique, et du recyclage des grès triasiques correspondant au faciès Buntsandstein présent à la surface à cette époque (Lanaja, 1987). La présence de kaolinite détritique dans les inter-bancs argileux indique que ces minéraux se sont formés suite à l'altération intense de micas ou d'illite au sein de la zone source (González-Acebrón et al., 2017). Le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne à partir de l'Albien signe la fin de l'extension dans le système ibérique et la migration de l'extension dans le système nord pyrénéen.



Figure 45 Photos d'un affleurement de la formation Utrillas (Albien) à proximité de Segura de los banos au N-E du bassin de Maestrat.

3.2.2. Les bassins de rift pyrénéens

Comme pour le système de rift ibérique, l'extension dans les Pyrénées est marquée par une première phase extensive diffuse durant le Permo-Trias et d'une seconde phase localisée de l'Albien au Cénomanién. Les caractéristiques de la 1^{er} phase extensive Permo-Triasique dans les Pyrénées sont similaires aux observations dans les bassins ibériques et ne seront pas décrites.

Une plateforme carbonatée se développe du Lias au Jurassique Supérieur (Biteau et al., 2006). Une partie de ces séries sont soulevées et exposées à l'érosion durant le Néocomien (Biteau & Canérot, 2007).

Dans le bassin d'Organya, situé dans la partie est du domaine pyrénéen (Figure 46), la première phase de rifting est enregistrée entre le Berriasien et le Valanginien. Elle sera suivie par une seconde phase d'extension entre l'Aptien et l'Albien moyen, durant laquelle 3000m de marne sont déposés (Vergés & García-Senz, 2001). La séquence syn-rift se termine avec les dépôts deltaïques gréseux de la formation de Turbón dont le facies et l'âge sont identiques aux dépôts de la formation Utrillas observés au sud du massif de l'Èbre (Filleaudeau et al., 2012). Les sources de ces sédiments clastiques probablement originaire du SW sont encore débattues (Filleaudeau et al., 2012).

L'initiation de l'extension est plus tardive dans le bassin de Mauléon, situé à l'ouest du domaine pyrénéen (Figure 46), où les premiers dépôts syn-rift sont datés de l'Aptien supérieur (Masini et al., 2014). Dans les bassins nord pyrénéens, l'Albien marque une transition majeure avec la localisation de l'amincissement crustal au nord de l'Ibérie. L'accommodation d'une quantité importante de sédiments dans le système pyrénéen se produit alors, à la faveur d'un hyper-amincissement de la croûte continentale et d'un flux également important de sédiments (Figure 46). Le remplissage des bassins est caractérisé par le dépôt de conglomérats dans les parties proximales et de « flysch noir » dans les parties les plus distales fortement subsidentes (Souquet et al., 1985; Débroas, 1987, 1990). Vers le Cénomanién l'aire de sédimentation s'élargit et permet le dépôt d'une vaste plateforme carbonatée sur les marges des bassins. Un total de huit à neuf kilomètres de « flyschs » correspondants pour la plupart à des turbidites est déposé dans la ZNP.

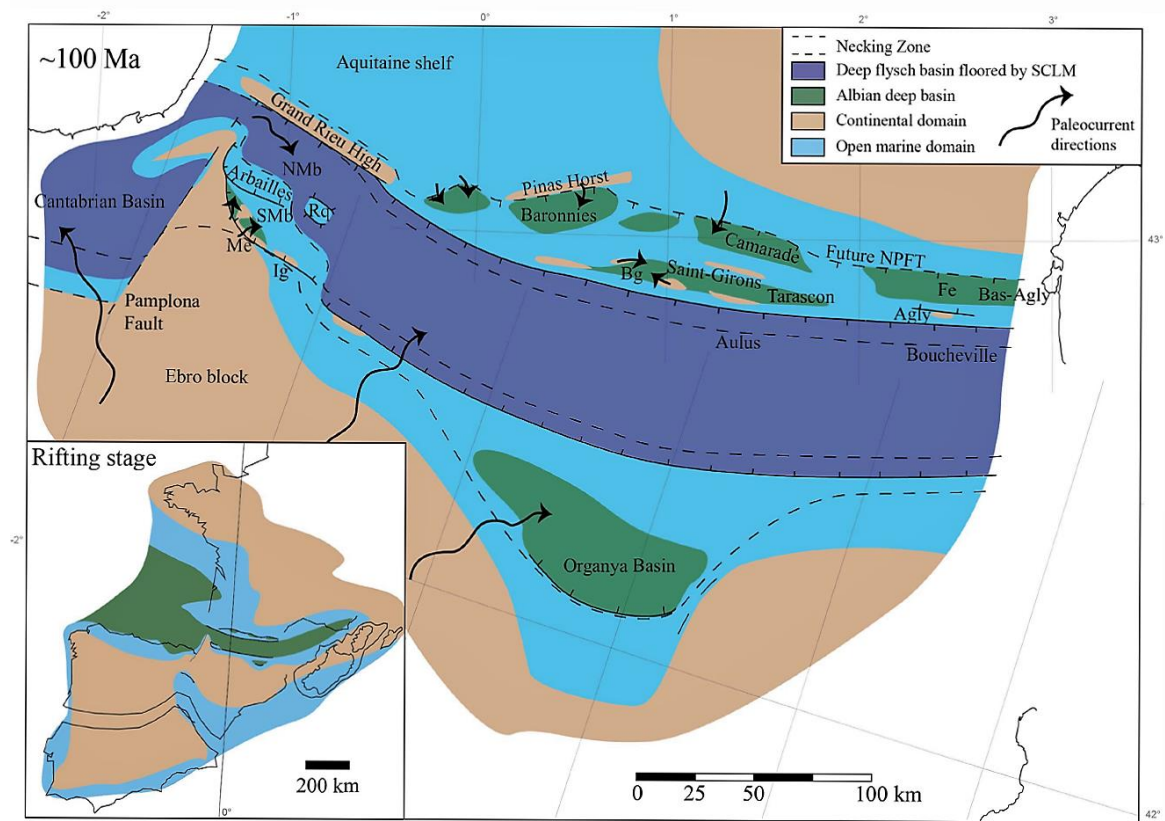


Figure 46 Reconstruction paléogéographique et des zones sources des sédiments déposées dans le domaine pyrénéen au cours de l'Albo-Cénomanien d'après Vacherat et al. (2017).

3.3. Remplissage et évolution des transferts sédimentaires du bassin de l'Èbre.

Les premiers dépôts syn-orogéniques dans le bassin de l'Èbre sont de type marin (Grès d'Aren) au Crétacé Supérieur, continentaux à partir du Paléocène (Fm du Garumnien) et redeviennent marin à la faveur d'une transgression à la fin de l'Yprésien (Millán et al., 1994; Castelltort et al., 2003; Huyghe et al., 2012). La majorité des enregistrements sédimentaires syn-orogéniques du Crétacé Supérieur au Paléocène proviennent des bassins de Tremp, d'Ainsa et de Jaca (Figure 47). À cette époque le dépôt-centre principal est situé dans le golfe de Gascogne et le réseau de drainage est parallèle aux premières topographies créées dans la partie orientale des Pyrénées, dans le nord de la chaîne Côtière Catalane et dans la partie sud du bloc de l'Èbre (Whitchurch et al., 2011; Thomson et al., 2017). Alors que le bassin de Tremp est constitué de faciès marins proximaux à continentaux, le bassin de Jaca forme un sillon turbiditique ouvert sur l'Atlantique. La connexion entre les deux bassins est assurée par le bassin d'Ainsa interprété comme une rampe turbiditique (Mutti, 1977; Remacha & Fernández, 2003; Melick et al., 2004; Pickering & Corregidor, 2005). Ces bassins constituent un système de transfert étendu, transportant les produits d'érosion d'est en ouest, de la couverture des Pyrénées orientales vers le bassin Atlantique (Fernández et al., 2004).

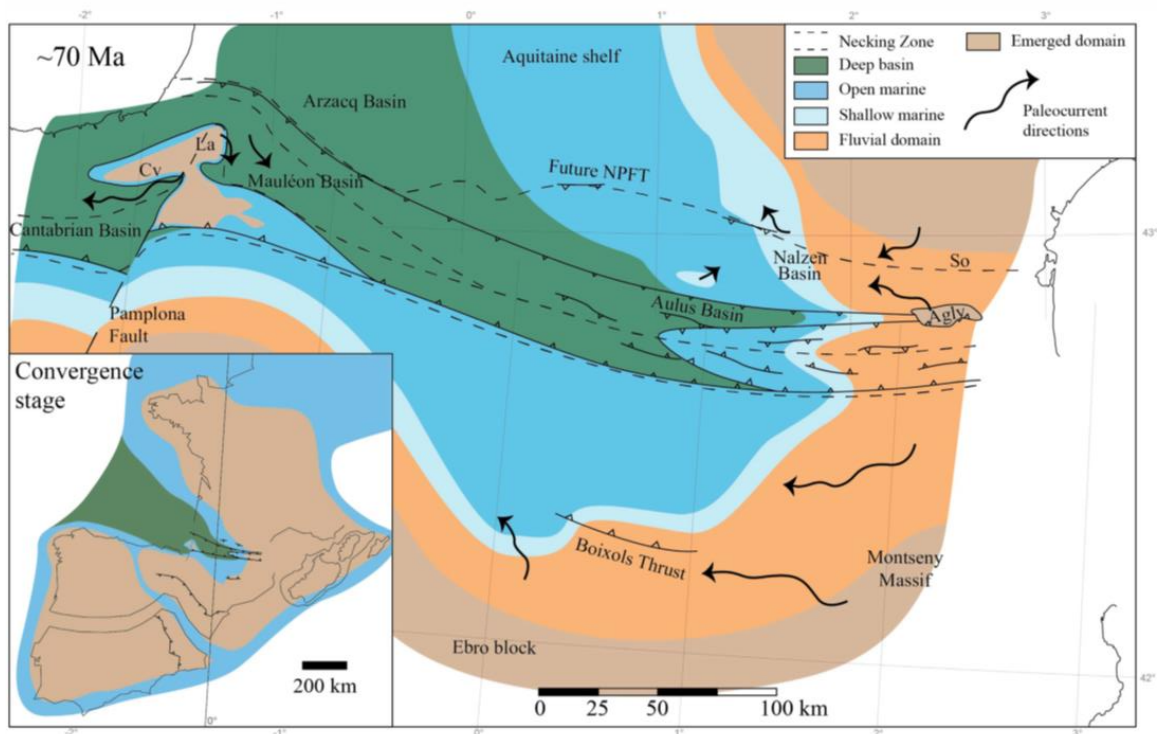


Figure 47 Reconstruction Paléogéographique du domaine pyrénéen au cours du Crétacé Supérieur (70 Ma) d'après Vacherat et al., (2017). Cv : Cinco-Villas massif, La : Labourd massif, So : Sougraigne-Soulatgé Basin.

Dans le bassin de l'Èbre (autochtone) les premiers dépôts sont enregistrés dans la partie orientale du bassin au Thanétien. Jusqu'au Bartonien les dépôts sont constitués de grès avec une incursion marine notable dans la partie méridionale de la zone (Figure 48). Cette dernière se traduira également par la mise en place d'une plateforme carbonatée au NE de la zone à la fin de l'Yprésien influencé par la Téthys.

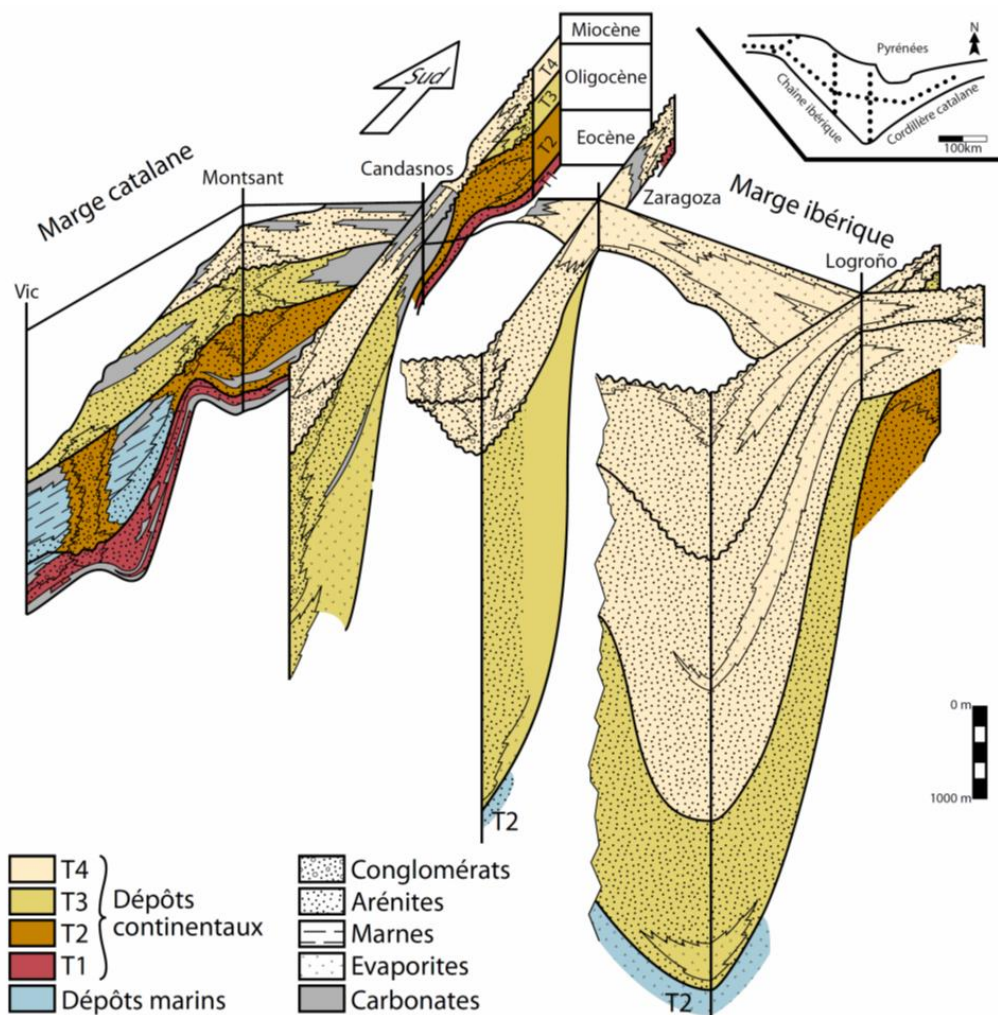


Figure 48 Panneau de corrélation des unités tectono-sédimentaires paléogènes du bassin de l'Èbre modifié par Filleaudeau, 2011 d'après Vera, 2004

Les dépôts du bassin de l'Èbre suivent ensuite une tendance générale vers la continentalisation en suivant une séquence classique de remplissage d'avant-pays correspondant à un approfondissement puis une continentalisation du bassin (Figure 48). Elle se traduit par la mise en place progressive de formation deltaïque, de l'est dans le bassin de Tremp (Yprésien supérieur), vers l'ouest dans le bassin de Jaca (Bartonien). Le remplacement de séries carbonatées par des séries détritiques est interprété comme étant une réponse au soulèvement de la partie centrale des Pyrénées et à l'accélération de la subsidence postérieure à une période de relative quiescence tectonique et thermique vers 55-50 Ma (Fitzgerald et al., 1999; Sinclair, 2005). De l'Éocène inférieur à moyen une progression rapide du front de chevauchement (chevauchements de Montsec, Boixol, Sierra Marginales) entraîne l'isolement et le transport des bassins piggy-back de Tremp, Ainsa et Jaca nouvellement créées (Figure 49). La séquence de chevauchement formée entraîne également la cannibalisation et l'incision d'anciennes formations du Crétacé Supérieur et du Paléocène.

Dans la chaîne catalane méridionale la mise en place de cônes alluviaux au nord le long du flanc nord de la faille décrochante hercynienne de Vallès Penedès suggère un début d'activité tectonique dès l'Eocène inférieur (Ilerdien-Cuisien) dans cette zone (Anadón et al., 1985). Ces volumes terrigènes évoluent vers des dépôts plus grossiers vers Llorenç del Munt de l'Éocène moyen à supérieur formant par exemple le cône alluvial de Sant Llorenç del Munt (Anadón et al., 1985). Dans cette partie orientale du bassin de l'Èbre (Figure 22), la dépression de Navarro a accumulé 3600m de sédiments tertiaires, correspondant plutôt aux premières phases de remplissage du bassin (Paléogène-Éocène supérieur).

(B) Early - Late Eocene

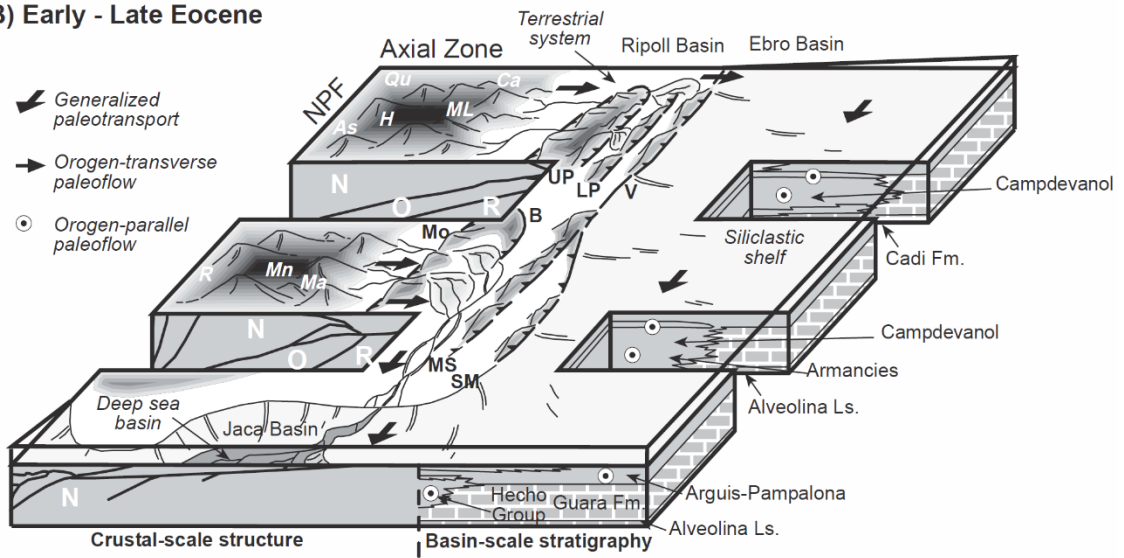


Figure 49 Modèle de transfert sédimentaire au sud des Pyrénées pendant l'Éocène d'après Whitchurch et al. (2011)

Le Bartonien supérieur signe l'arrêt de la mise en place des structures sud pyrénéennes et le début de l'activité tectonique dans la partie occidentale du bassin de l'Èbre. La convergence continuant, celle-ci entraîne le soulèvement de la partie ouest des Pyrénées, de sa partie Basco-Cantabre et de la chaîne ibérique, fermant la connexion avec l'Atlantique vers 37 Ma (Burbank et al., 1992; Burbank & Vergés, 1994). Dans le même temps le soulèvement de la chaîne catalane se propage vers le SE isolant la plateforme carbonatée qui est alors remplacé par des dépôts évaporitiques (Figure 50a et 40b).

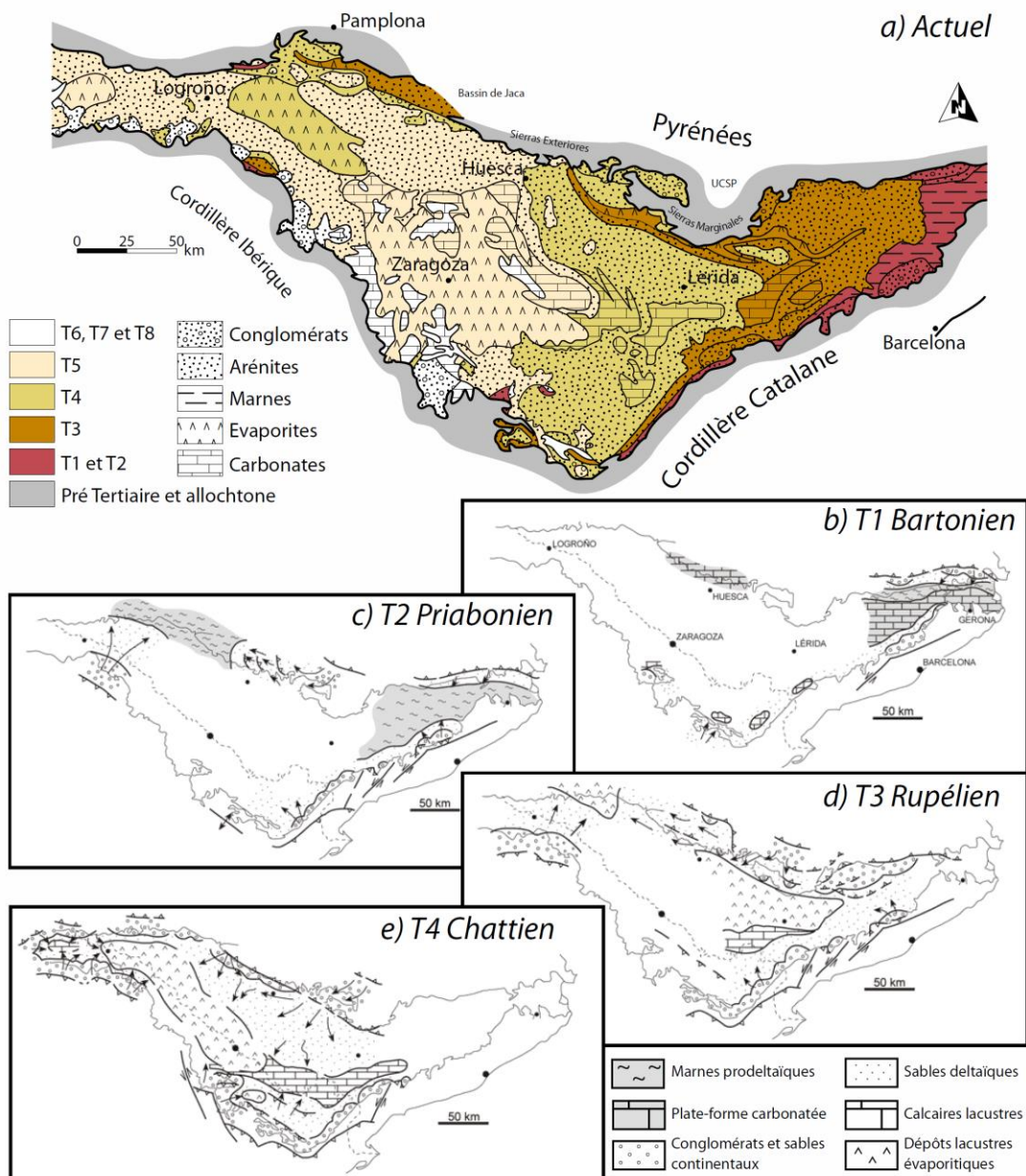


Figure 50 Cartes a) des unités tectono-sédimentaires du bassin de l'Èbre et reconstitutions paléo-environnementales au b) Bartonien, c) Priabonien, d) Rupélien et e) Chattien D'après Filleaudeau (2011), basé sur Alonso-Zarza et al. (2002) ; Vera (2004).

Entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène la déformation atteint le nord du bassin de Maestrat (Figure 50c et 40d) (Guimerà, 1984). Cette période signe une rupture sédimentaire majeure correspondant à la mise en place de l'endoréisme du bassin associé à la réorganisation du système de drainage (Costa et al., 2010). Sur les bordures du bassin de l'Èbre cette rupture est marquée par la mise en place de corps conglomératiques massifs. Dans les bassins piggy-back sud pyrénéens, ces conglomérats oligocènes comblent les paléo-vallées précédemment incisées lors de la phase d'exhumation majeure Eocène (Figure 51). Le système de drainage, jusqu'alors parallèle à la chaîne Pyrénéenne, se réorganise et devient transverse (Whitchurch et al., 2011), permettant la mise en place

de transport de sédiments issus de l'érosion de la ZA sur de longue distance, dans la zone non-déformée du bassin d'avant-pays (Figure 52). L'apport graduel d'est en ouest d'éléments issus de la ZA dans le bassin de l'Èbre souligne également le soulèvement progressif de l'orogénèse pyrénéenne (Burbank & Vergés, 1994; Meigs, 1997; Yuste et al., 2004; Arenas et al., 2001).

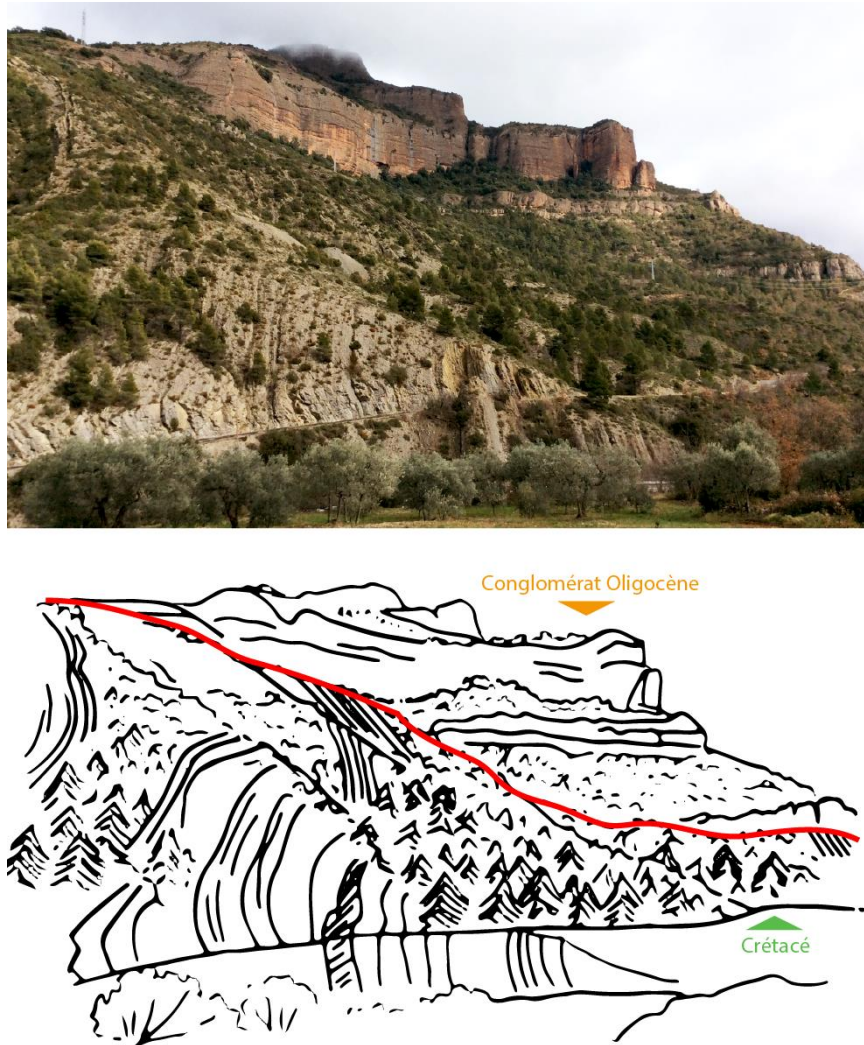


Figure 51 Illustration du contact entre les conglomérats Oligocènes et le Crétacé Supérieur à proximité de la localité de Pobla de Ségur.

Avec la migration du dépôt-centre vers le sud et l'isolation du bassin, d'importantes quantités d'évaporites se déposent entre la chaîne ibérique et la chaîne Basco-Cantabre à partir du Chattien dans le bassin de Rioja (Figure 50e). Dans cette partie, l'évolution des dépocentres est complexe puisque l'activité du front nord de la chaîne ibérique rentre en compétition avec le front sud-Pyrénéen occidental et le front sud de la chaîne Cantabre. Dans le bassin de la Rioja, le dépôt de 3200m de sédiments est favorisé par une forte subsidence de 16cm/ka (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). La totalité des épaisseurs sédimentaires accumulées dans cette zone entre l'Éocène supérieur et le Miocène supérieur atteint 5km, alors équivalent aux épaisseurs observées au sud des Pyrénées (Lanaja, 1987).

(C) Late Eocene - Miocene

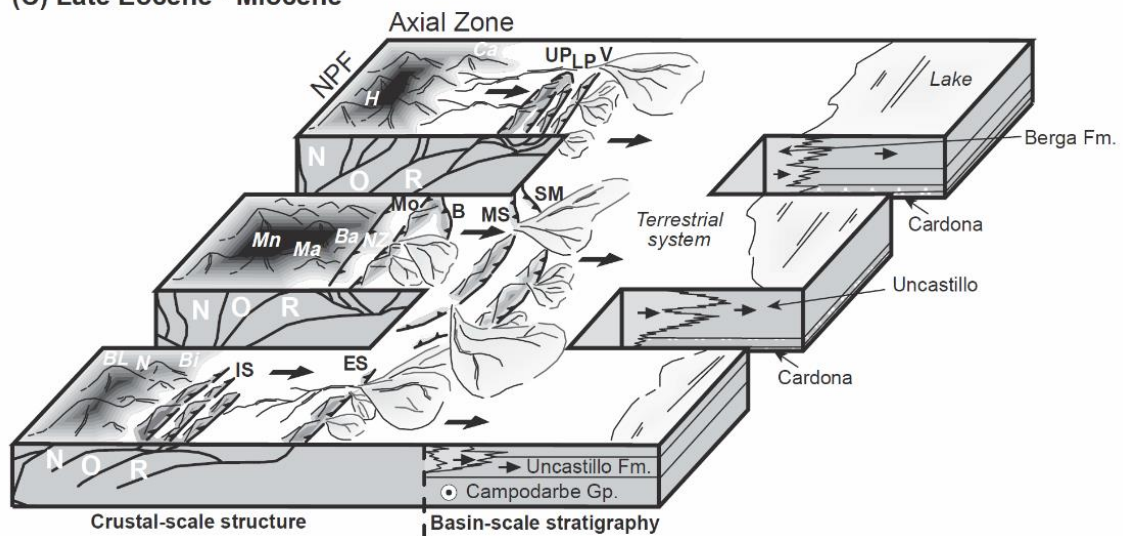


Figure 52 Modèle de transfert sédimentaire transverse au sud des Pyrénées de l'Éocène supérieur au Miocène d'après Witchurch et al. (2011).

La configuration actuelle de l'Èbre est acquise à partir du Miocène inférieur. La partie orientale du bassin n'enregistre plus de dépôts sédimentaires marquant éventuellement la fin de l'activité dans la chaîne Côtière Catalane. En revanche, la chaîne extérieure des Pyrénées, le massif de Cameros, le massif de la Demanda et en moindre mesure le système Ibérique centrale présentent encore des dépôts alluviaux laissant présager une activité tectonique encore importante (Figure 50e). La zone centrale localisée entre les deux fronts, est marquée par l'expansion d'un bassin évaporitique. Ce bassin évoluera vers un système palustre et lacustre probablement relié à un changement climatique. Le front nord de la Demanda et du massif de Cameros reste tectoniquement actif jusqu'au Miocène moyen. Les mouvements le long du chevauchement sont scellés par les dépôts du Miocène supérieur qui recouvrent le massif (Muñoz et al., 1992; Muñoz, 1992; Villena et al., 1996, Figure 53).

Dans le centre du bassin de l'Èbre la sédimentation continentale et lacustre se poursuit, au moins jusqu'au Miocène moyen (13 Ma) (Pérez-Rivarés et al., 2004). La reconnexion du bassin de l'Èbre avec la méditerranée semble s'être établie au cours du Miocène supérieur bien que le timing de l'excavation de l'Èbre soit encore discuté (Coney et al., 1996; Garcia-Castellanos et al., 2003; Babault et al., 2006; Urgeles et al., 2011). Néanmoins, la présence d'une « proto rivière de l'Èbre » sous la surface érosive messinienne associée à des clinofmes datés du Serravallien-Tortonien (13.8 à 7.2 Ma) a pu être imagée grâce à des données sismiques (Urgeles et al., 2011). Ce calendrier est également mis en évidence par des études thermochronologiques réalisées dans le sud des Pyrénées, montrant une phase de refroidissement post-orogénique à partir de 9 Ma (Fillon et al., 2013; Fillon & Van der Beek, 2012).

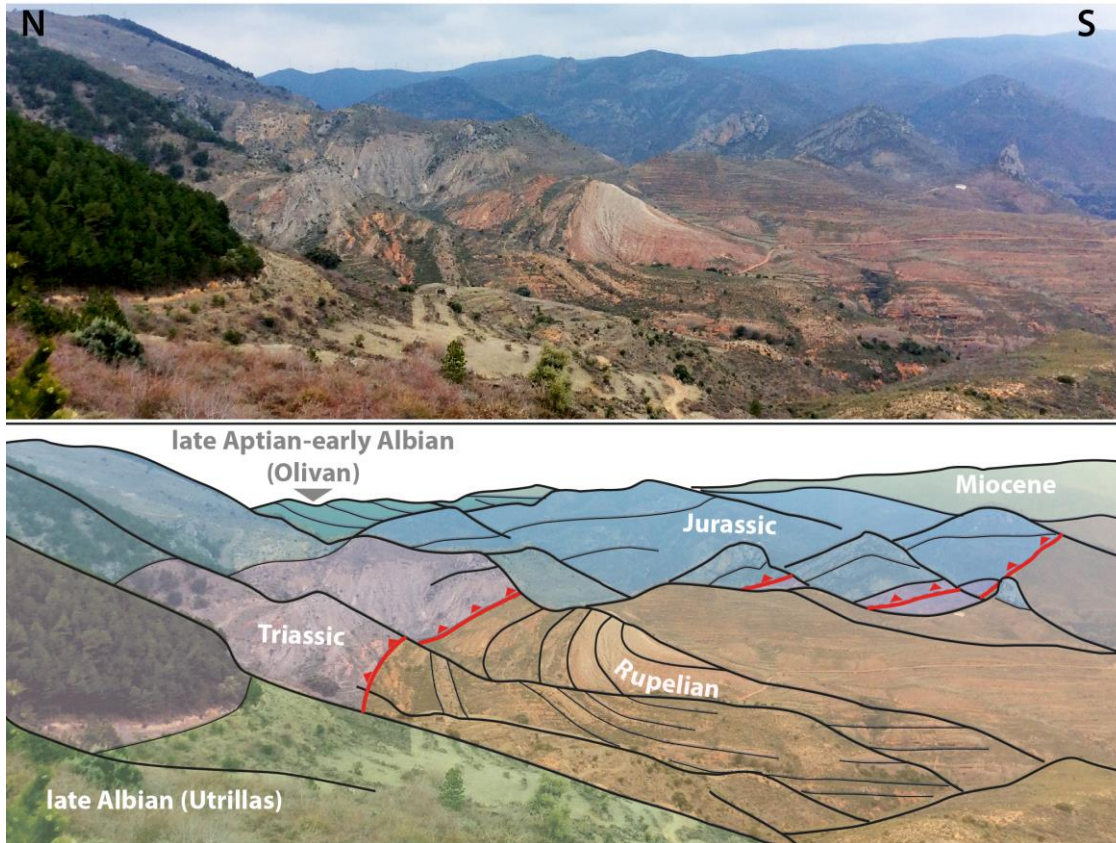


Figure 53 Panorama du front de chevauchement nord du massif de Cameros. Les sédiments datés du Miocènes supérieurs scellent la déformation.

4. Synthèse

La plaque ibérique enregistre toutes les phases du cycle alpin : de la phase de rifting en passant par la naissance d'une chaîne de montagne et sa destruction subséquente (Figure 12).

La fin du cycle hercynien s'accompagne de la fusion partielle de la croûte et de la mise en place de nombreuses intrusions datées du Carbonifère supérieur au Permien inférieur (330-280 Ma) (Gutiérrez-Alonso et al., 2011). Cet événement a lieu dans le cœur de la chaîne Hercynienne mais aussi dans son avant pays, largement représenté sur la plaque par le massif ouest Ibérique.

Le déplacement cinématique de l'Ibérie entre le Jurassique et le Cénomaniens reste largement débattu et le rôle du domaine extensif ibérique n'a été jusqu'à récemment que très peu intégré dans les reconstructions (Olivet, 1996; Srivastava et al., 2000; Sibuet et al., 2004, 2007; Barnett-Moore et al., 2016; Jammes et al., 2009; Vissers et al., 2016). Les études récentes suggèrent que le système aurait pu accommoder le mouvement transtensif de l'Ibérie à entre le Jurassique Supérieur et l'Aptien (Nirrengarten et al., 2018; Tugend et al., 2015).

La période de rifting mésozoïque, bien que faiblement associée à du magmatisme, est marquée par des événements thermiques forts comme le métamorphisme albonocien daté en 108 et 86 Ma (Casquet et al., 1992; Clerc & Lagabrielle, 2014; Montigny

et al., 1986). Celui-ci est lié à un amincissement extrême dans les bassins syn-rift pyrénéen provoquant l'exhumation du manteau. Dans les bassins ibériques, le métamorphisme postdate le rifting et son lien avec l'exhumation du manteau dans le domaine extensif pyrénéen reste à investiguer (Salas et al., 2005). Le métamorphisme albien est très bien marqué et semble clôturer une série d'autres événements moins contraints suggérant une thermicité élevée tout au long du Mésozoïque (Cathelineau et al., 2012; Juez-Larré & Andriessen, 2006a; Juez-Larré & Ter Voorde, 2009; Ubide et al., 2014).

L'inversion des marges distale dans le domaine pyrénéen a lieu vers 83 Ma. La persistance d'un fort gradient thermique hérité du rifting pendant 30 Ma induit un décalage probable de l'enregistrement de l'exhumation dans la chaîne et une déformation ductile des marges pendant les premiers stade de l'inversion (Mouthereau et al., 2014). Dans la chaîne ibérique, l'initiation de la compression et le rôle de l'héritage thermique et structural du rifting dans la déformation intraplaque et notamment de sa partie ouest sont peu contraints.

Le nord de la plaque ibérique peut être vu comme un vaste système de transfert (Figure 54) avec (i) une source primaire : le massif ouest ibérique pourvoyant des sédiments aux bassins mésozoïques ; (ii) une zone de stockage intermédiaire, les bassins de rift ibériques et (iii) une zone de dépôt, que nous considérons comme final dans cette étude : le bassin de l'Èbre, qui est lui-même nourri par les produit issus de l'inversion des bassins de rifts mésozoïques.

Suite à ces différents constats, la plaque nord Ibérique apparait comme un objet d'étude clef pouvant permettre de définir les modalités de l'évolution du transfert sédimentaire sur le long terme à l'échelle d'un cycle orogénique.

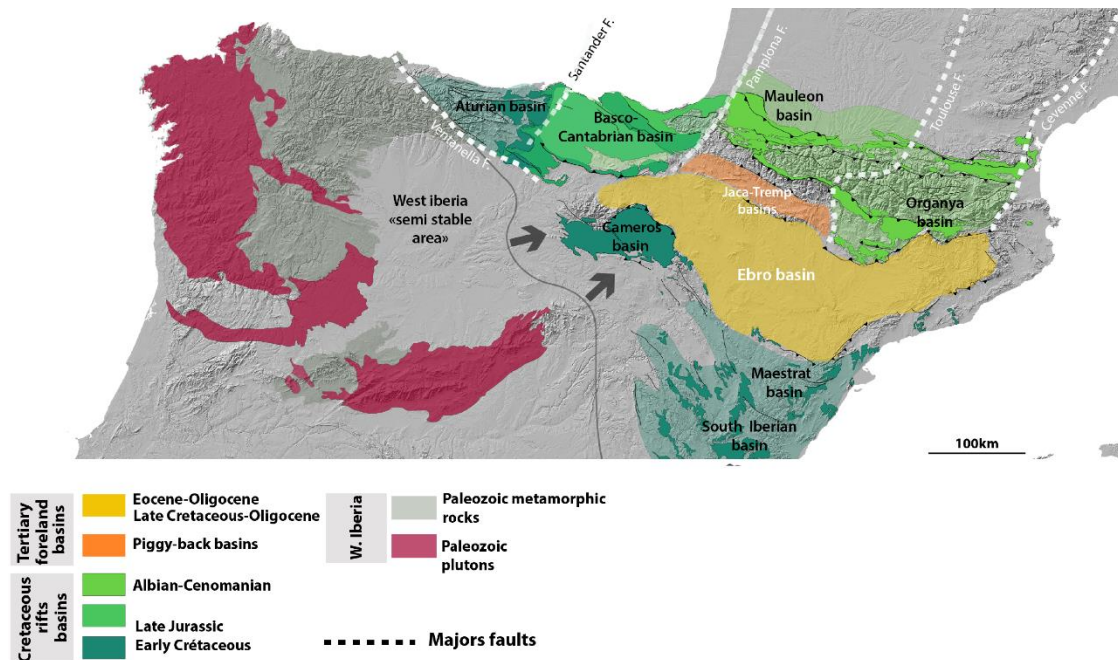


Figure 54 Figure de synthèse présentant les trois principales unités en jeu dans les transferts sédimentaires de la plaque ibérique. Les flèches indiquent les directions des transferts durant la seconde phase de rifting vers les bassins mésozoïques.

Chapitre 3

Méthodes

Méthodes	75
1. Thermochronologie	75
1.1. <i>Thermochronologie basse température</i>	75
1.2. <i>Datation U/Pb sur zircon</i>	93
1.3. <i>Provenance : Représentation et traitement statistique des distributions</i>	96
2. Pétrographie	99
2.1. <i>Pétrographie</i>	100
2.2. <i>Minéraux lourds</i>	103

1. Thermochronologie

1.1. Thermochronologie basse température

1.1.1. Principe et Généralité

La thermochronologie se base sur la désintégration radioactive d'un élément père instable en un élément fils radiogénique pouvant être lui-même radioactif. Ces éléments fils, au-dessus d'une certaine température, sont généralement diffusés hors du cristal. Cependant, lorsque qu'ils franchissent une température donnée, appelée température de fermeture, le système se ferme et ces éléments sont retenus dans le cristal. La rétention de ces éléments radiogéniques est donc thermo-dépendante, c'est-à-dire que l'on date le passage du cristal au travers d'un isotherme donné qui est propre à chaque thermochronomètre.

Dans le cas de la thermochronologie basse température, l'âge obtenu n'est pas un âge absolu, car la fermeture et/ou l'ouverture du système n'est pas instantanée et se fait au travers un domaine de température compris entre 20 et 280°C en fonction du thermochronomètre considéré (Figure 55). Cet âge de refroidissement « apparent » dépend également du temps que passe le système à travers cette gamme (Figure 55). La thermochronologie dite « basse température » permet donc de contraindre les épisodes de réchauffement et de refroidissement subis par les roches et leurs minéraux constitutifs sur les 6 premiers kilomètres de la croûte terrestre. Les différents âges de refroidissement obtenus, peuvent ensuite être modélisés et traduits en termes

d'enfouissement et/ou exhumation, permettant la quantification des mouvements verticaux de la croûte terrestre supérieure.

L'étude « in-situ » de l'exhumation d'une roche n'est pas la seule application de la thermochronologie basse température qui peut également s'appliquer aux études de provenance sédimentaire. Bien que moins répandu, dû à son caractère fastidieux, la thermochronologie détritique couplée à d'autres méthodes géochronologiques ou pétrographiques permettent de discriminer la signature thermique des sources. Elle aide donc à la reconstruction de l'évolution du paysage géologique (topographie, histoire de refroidissement des sources, évolution du réseau hydrologique) sur le long terme. C'est cet aspect de la thermochronologie qui sera plus largement abordé dans ce manuscrit.

Tous les détails concernant les protocoles expérimentaux des méthodes utilisés dans cette étude sont disponibles en annexes 1.

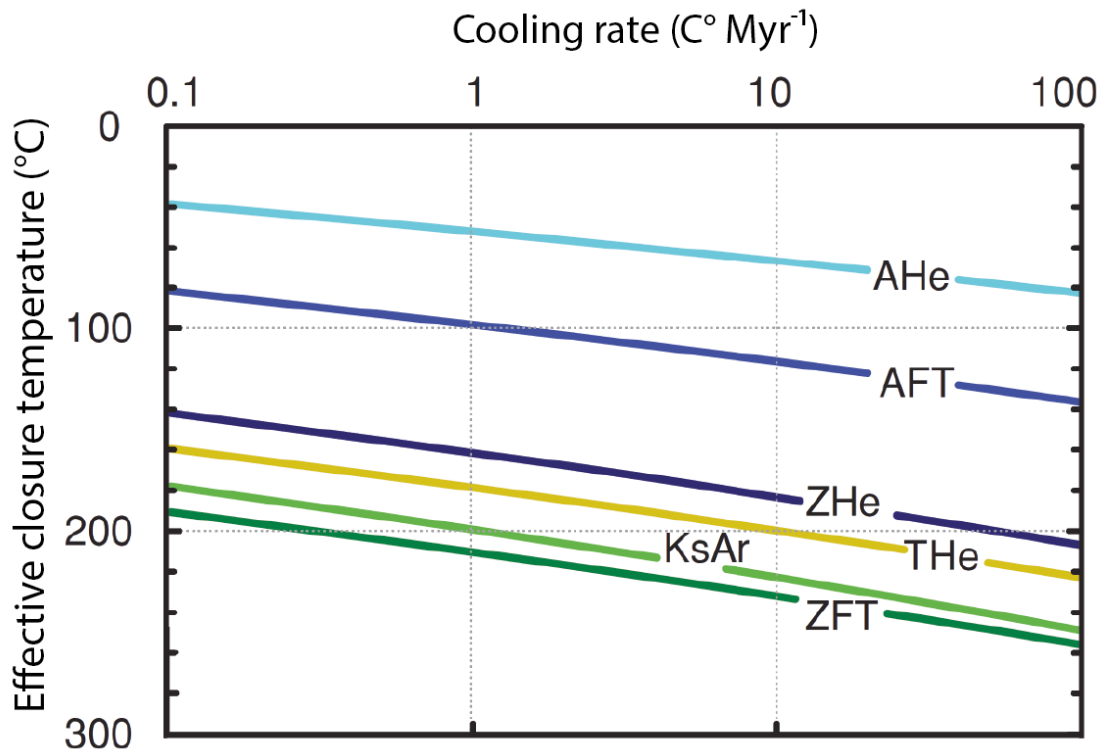


Figure 55 Température de fermeture (T_c) en fonction du taux de refroidissement pour les thermochronomètres de l'Hélium (He) de trace de fission (FT) et de l'Argon, D'après (Reiners & Brandon, 2006)

1.1.2. La méthode traces de fission

Cette méthode est basée sur la reconnaissance optique de défauts générés par les éléments fils au microscope. Lors de la fission spontanée de ^{238}U , l'énergie cinétique libérée provoque l'éjection de deux atomes fils ionisés (dits « fragment de fission ») associés à quelques neutrons, entraînant une migration électrostatique des atomes. Elle est suivie d'une relaxation et déformation élastique ce induisant la formation d'une trace (ou défaut) dans le réseau cristallin (Figure 56) (Fleischer et al., 1975). Ces défauts une fois révélés à l'acide peuvent être observés et comptés au microscope optique à fort grossissement (1500-1000). La densité de traces de fission créés (nombre de traces de fission par unité

de surface de quelques μm) reflète alors l'accumulation des éléments fils dans le système et permet d'obtenir un âge traces de fission. D'autres éléments radioactifs peuvent être à l'origine de la formation de ces traces. C'est le cas de ^{235}U et de ^{232}Th . Dans le premier cas la concentration de ^{235}U initiale est considérée comme négligeable par rapport à la concentration en ^{238}U . Dans le second cas, la constante de désintégration de ^{232}Th étant trop élevée, elle ne permet pas la datation de processus d'échelle géologique. La méthode traces de fission possède l'avantage de pouvoir être utilisée sur un certain nombre de minéraux contenant de l'uranium. Dans le cadre de cette thèse la méthodologie traces de fission a été appliquée sur le zircon (ZFT) et l'apatite (AFT) qui en sont les représentants les plus communs.

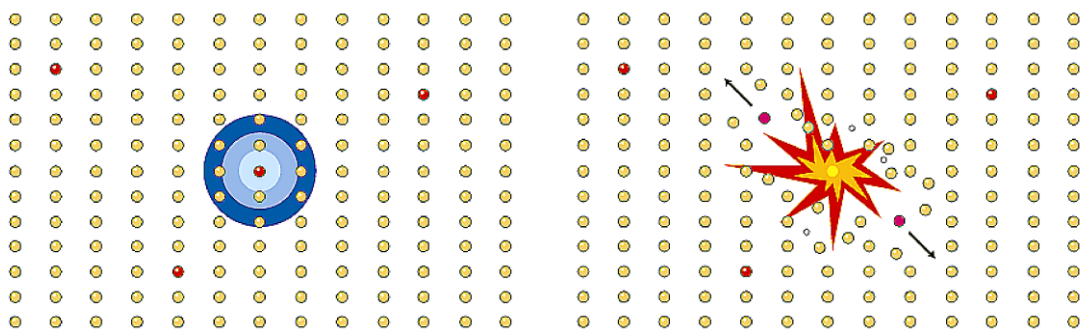


Figure 56 Déformation du réseau cristallin suite à la fission d'un élément radioactif en deux noyaux radiogéniques fils d'après (Fleischer et al., 1975).

a Principe générale et théorique.

(i) Traces de fission et zone partielle de cicatrisation

Lors de leur création, les traces de fission sont caractérisées par une longueur de l'ordre de la dizaine de μm selon le type de minéral étudié. Cependant, si le grain subit des températures plus élevées que sa température de fermeture, les traces qu'il contient cicatrisent et peuvent, à terme, disparaître. Le thermochronomètre est alors remis à zéro effaçant toute trace de son histoire thermique antérieure. Tel qu'énoncé précédemment, la cicatrisation des traces n'est pas instantanée et opère dans une gamme de température définie. Cette gamme de température est nommée « zone partielle de cicatrisation ». Elle est définie par Wagner & Reimer (1972) et correspond aux températures dans lesquelles les traces voient leurs longueurs diminuer de 90 % à 10 % de leurs longueurs initiales. La résorption des traces dépend donc du temps passé par le minéral dans la zone partielle de cicatrisation et sa cinétique de cicatrisation. Plusieurs facteurs peuvent avoir une incidence sur la cinématique d'effacement des traces telle que la chimie (composition) ou le nombre de défauts accumulés dans le réseau cristallin (Crowley et al., 1991, Barbarand et al., 2003). Ces biais, propres à chaque grain, sont donc très importants et doivent d'être pris en compte, d'autant plus dans les études de thermochronologie détritique où les grains peuvent provenir de plusieurs sources et posséder des histoires héritées complexes. Ces facteurs entraînent par conséquent une sensibilité plus ou moins importante des grains à la cicatrisation. Ainsi, de vieux grains, possédant de nombreux défauts créés au cours du temps, vont être plus sensibles et seront remis à zéro plus rapidement (Reiners & Brandon, 2006). Ces grains sont donc faiblement rétentifs. A

l'inverse, les grains jeunes bien cristallisés sont moins sensibles et la cicatrisation, bien plus lentes, se produit à températures plus élevées. Pour résumer il faut considérer que chaque population de grain à son histoire et sa propre sensibilité thermique.

(ii) Datation

La détermination d'un âge trace de fission suit la loi de décroissance radioactive suivante :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

$$\text{donnant par intégration } N_{\text{fils}} = N_{\text{père}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Avec λ la constante de désintégration, N le nombre d'éléments et t le temps. L'âge obtenu dépendra donc du temps, mais aussi de la quantité initiale d'²³⁸U contenu dans le minéral.

La désintégration de l'²³⁸U se produit en majorité par désintégration alpha (α) et pas par fission. Il faut donc décomposer la constante de désintégration radioactive ²³⁸ λ en constante de désintégration alpha $\alpha\lambda$ et en constante de désintégration par fission $f\lambda$.

$$N_s = \frac{\lambda^f}{\lambda^\alpha} {}^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)$$

On obtient ainsi la formule suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f}\right) \left(\frac{N_s}{N_i}\right)\right)$$

On utilise le rapport de ²³⁵U/²³⁸U qui est constant dans la nature (137,82). Ainsi en mesurant la concentration d'²³⁵U on peut déterminer la quantité d'²³⁸U initiale puisque la constante de désintégration de l'²³⁵U est largement supérieure à celle du ²³⁸U.

La concentration d'²³⁵U peut être déduite grâce à l'utilisation d'un détecteur externe (feuille de mica) qui enregistre la fission d'²³⁵U et la formation de traces créées après irradiation artificielle dans un réacteur nucléaire. Ces traces dites « induites » (Ni) sont à opposer aux traces dites « spontanées » (Ns) enregistrés naturellement dans le cristal et révélés à l'acide avant irradiation (Figure 57).

Le nombre de traces induites dans le détecteur dépendra également de la fluence de neutron thermique ϕ correspondant au flux du réacteur multiplié par la durée d'irradiation et de la section de capture neutronique σ (cm⁻²), correspondant à la probabilité que possède un neutron de générer une fission :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln\left(1 + g \left(\frac{\lambda_d}{\lambda_f}\right) \phi \sigma I \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)\right)$$

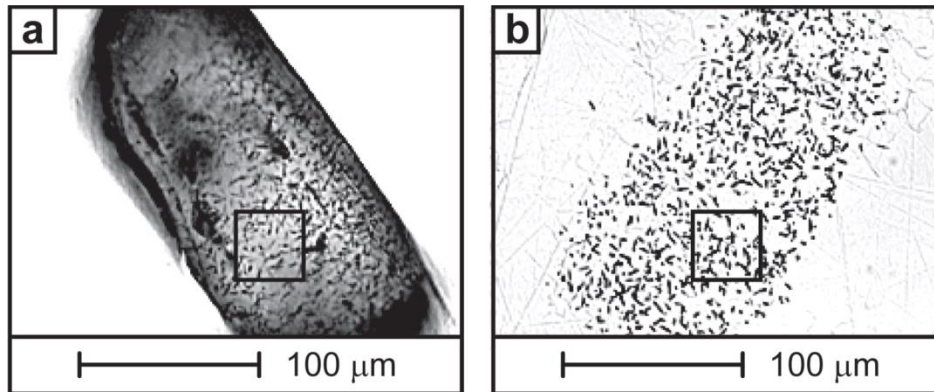


Figure 57 a) Traces spontanées dans un minéral de zircon (Ns) b) Traces induites (Ni) dans le détecteur d'après (Gröger et al., 2013).

Avec ρ_s et ρ_i les densités de traces spontanées et induites par unité de surface qui sont respectivement comptés sur le minéral et le détecteur. Les facteurs ϕ et σ sont déterminés par l'utilisation de dosimètre (verres standard) contenant une quantité d'uranium connue, dont la densité de trace est également comptée via le microscope optique (Hurford, 1990). L'observation et le comptage optique de ces traces n'est pas automatisée. Ainsi chaque analyseur induit un biais qui lui est propre dans la densité de trace comptée. Ce biais est pris en compte et corrigé grâce au facteur Zeta qui est une constante déterminée grâce à des échantillons dont l'âge trace de fission ne fait planer aucun doute (Hurford & Green, 1983a). Ce facteur doit être testé régulièrement, car il évolue avec le temps et doit être reproductible (Table 1). 20 grains par échantillons doivent être individuellement datés par cette méthode.

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln(\rho_d \lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right) \xi g + 1)$$

Pour la détermination du Zeta deux standards ont été utilisés pour les apatites et les zircons :

- L'apatite Durango dont l'âge AFT est de $31,4 \pm 0,7$ Ma (McDowell & Keizer, 1977) et l'apatite de Fish Canyon dont l'âge AFT est de $27,7 \pm 0,7$ Ma (Naeser et al., 1987)
- Le zircon Buluk dont l'âge ZFT est de $16,4 \pm 0,2$ et le zircon de Fish Canyon dont l'âge ZFT est de $28,4 \pm 0,7$ Ma (Hurford & Watkins, 1987, Naeser et al. 1987)

Dans ce travail le verre utilisé pour les traces de fission sur apatite et zircon sont respectivement les verres CN5 (teneur en U de 12,17ppm) et les verres IRMM541 (teneur en U de 50 ppm). Les échantillons ont été irradiés à l'Université de München en Allemagne.

Table 1 Distribution des écarts des zêtas personnels calculés selon la méthode de Hurford & Green (1983) et Green (1985) pour la pondération du zêta

AFT				ZFT			
Name	Standard	Zeta	erreur	Name	Standard	Zeta	erreur
	Fish				Fish		
FC1_IRRTL17	Canyon	337,63	24,19	FCT3_IRR13_2014	Canyon	116,49	6,4
DUR2_IRRTL17	Durango	287,13	21	BLK_IRR6_2015	Bullock	166,68	10,5
	Fish				Fish		
FC2_IRRTL17	Canyon	282,07	31,33	FC1_IRR6_2015	Canyon	142,31	6,7
	Fish				Fish		
FC3_IRRTL18	Canyon	385,7	26,01	FCTA_IRR1_2016	Canyon	82,18	5,4
					Fish		
DUR3_IRRTL17	Durango	260,3	18,51	FCTB_IRR1_2016	Canyon	104,45	5,9
					Fish		
DUR25_IRRORE5	Durango	318,63	76,9	FCT1_IRR13_2014	Canyon	90,9	3,34
	Fish				Fish		
FC24_IRRORE5	Canyon	402,72	40,59	FCD_IRR3_2017	Canyon	97	4,68
	Fish						
FC35_IRRORE5	Canyon	412,63	47,18				
	Fish						
FC16_IRRORE6	Canyon	387,19	39,58				
DUR38_IRRORE6	Durango	318,25	47,28				
DUR1_IRRTL17	Durango	319,32	25,46				

Weighted mean	
zeta	311,41
error	15,69

Weighted mean	
zeta	102,2
error	7,69

b Traces de fission sur apatite

La méthode traces de fission sur apatite est la plus communément utilisée et de nombreuses études se sont penchées sur la cinématique des traces dans ce minéral. Ainsi les processus de formation des traces et de cicatrisation sur apatite sont bien mieux connus que pour son analogue zircon.

(i) Longueur de traces

Il existe trois types de traces. D'un côté, il y a les traces spontanées et induites déjà abordées dans le paragraphe précédent. Celles-ci coupent la surface du minéral et l'angle qu'elles forment avec la surface ne permet pas la mesure de leur longueur puisqu'elles sont tronquées. Par conséquent, la mesure d'une longueur de trace doit être exécutée sur des traces dites confinées révélées par l'attaque acide par le biais de défauts cristallins. On peut ainsi définir deux types de traces confinées (i) les Tracks IN Tracks (TINT), soit des traces confinées connectées à des traces spontanées où l'acide a pu pénétrer à l'intérieur du cristal, révélant ainsi la trace confinée (ii) les traces Track IN DEFect (TINDEF) ou Track IN Clivage (TINC), soit des traces connectées à des fissures ou des clivages (Figure 58).

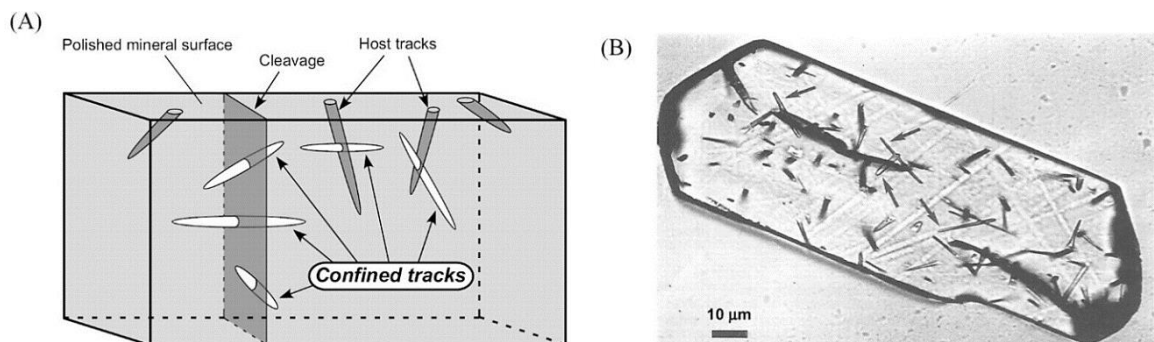


Figure 58 a) Schémas représentant les différents types de traces. b) Traces de fission révélées après attaque acide dans un minéral d'apatite d'après Gallagher et al., 1998 et Gleadow et al. 1986. La plupart des traces sont des traces spontanées interceptant la surface du minéral qui est utilisé pour déterminer l'Age de refroidissement. Les flèches indiquent les traces confinées.

Après s'être assuré de leur horizontalité (en jouant avec le grossissement), la mesure de la longueur des traces confinées peut informer sur l'histoire de refroidissement de la roche. Elles peuvent, par exemple, contraindre la vitesse à laquelle la roche traverse la zone partielle de cicatrisation. A l'origine lorsqu'une trace est créée dans une apatite elle mesure entre 14 et 16 µm. Suivant le temps qu'elle passe dans la zone partielle de rétention et suivant la température, la trace se cicatrise et la longueur diminue. La distribution de la longueur des traces renseigne donc sur la vitesse de traversée de la zone partielle de cicatrisation et donc de la vitesse d'enfouissement ou d'exhumation (Figure 59). Par exemple une distribution bimodale de la longueur des traces indique un épisode de recuit partiel (Figure 59d).

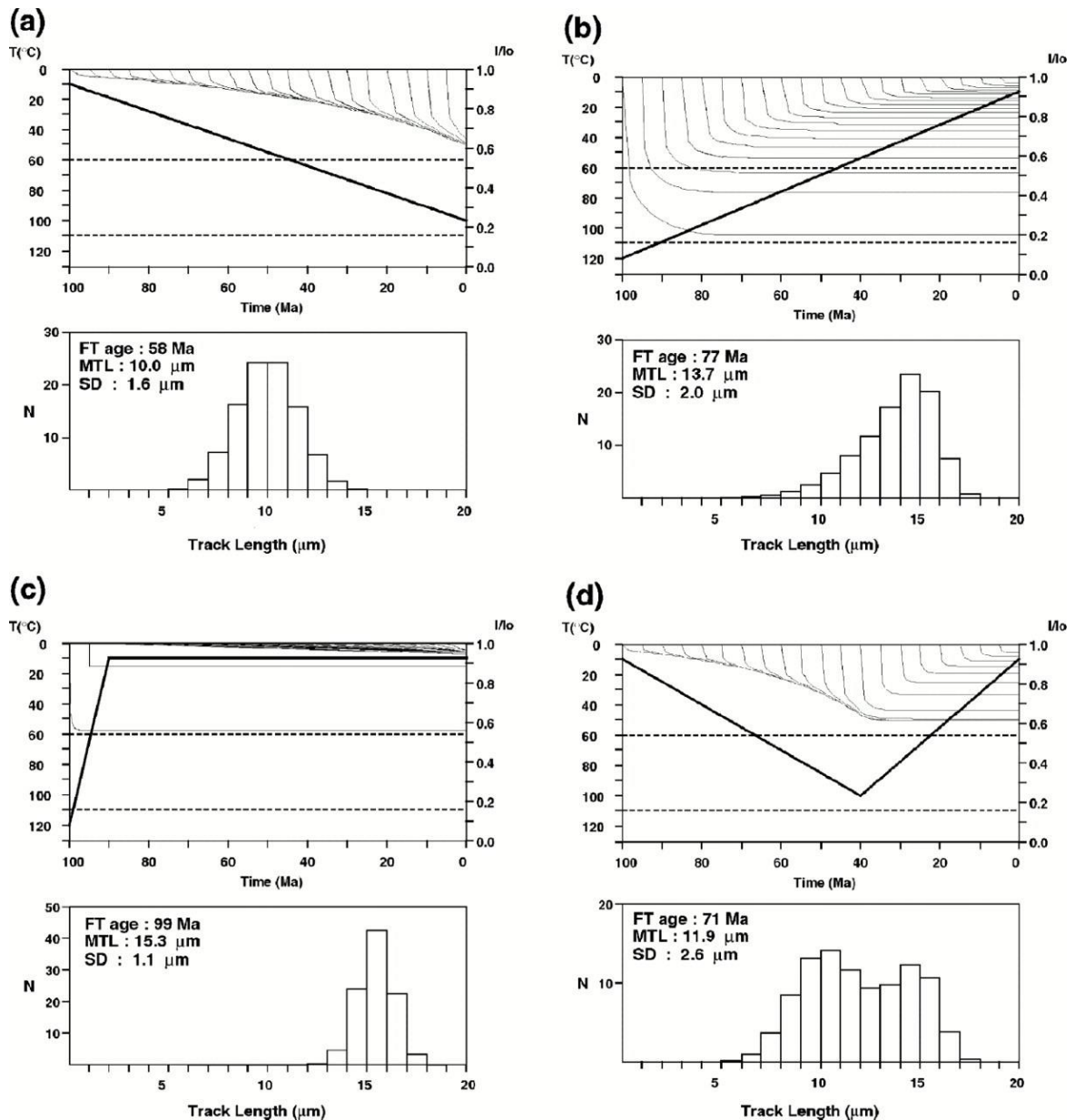


Figure 59 Exemple d'histoire thermique et de la distribution des longueurs de traces à partir de simulation réalisée sur des apatites de Durango d'après (Gallagher et al., 1998) (a) Pour un taux de réchauffement constant et faible ($10^{\circ}\text{C}/10\text{ Ma}$) la répartition des longueurs est unimodale et les longueurs mesurent en moyenne $10\ \mu\text{m}$ (b) Pour un taux de refroidissement lent on observe une distribution dissymétrique des longueurs (c) pour des taux de refroidissement rapide ($10^{\circ}\text{C}/1\text{ Ma}$) les longueurs obtenues mesurent $16\ \mu\text{m}$, elles n'ont donc quasiment pas subi de cicatrisation (d) Pour une histoire « plus complexe » on obtient une distribution bimodale des longueurs des traces dont les populations sont centrés sur $10\ \mu\text{m}$ et $15\ \mu\text{m}$.

(ii) Paramètres contrôlant la cicatrisation

La température est le principal paramètre influant sur la formation et la cicatrisation des traces de fission, mais d'autres facteurs comme la structure de l'apatite ou la composition chimique influence la densité et la longueur des traces.

Température

La zone partielle de cicatrisation des traces dans les apatites est située en moyenne entre 60°C de 110°C pour des durées supérieures à 1 Ma . Des expériences analytiques de recuit

effectuées en laboratoire montrent que la cicatrisation des traces n'est pas linéaire. Pour de basses températures la cicatrisation est très lente puis elle s'accélère jusqu'à atteindre une longueur moyenne des traces à 7 μm pour ensuite ralentir de nouveau.

Propriétés cristallographiques

Le nombre de traces ainsi que leurs longueurs dépendent de l'orientation cristallographique du minéral. Ces différences sont induites par l'attaque acide et par les processus de cicatrisation, facilitées dans certains axes à cause de l'organisation atomique du minéral. Par convention et par mesure de reproductibilité seule les traces présentes sur les faces prismatiques parallèles à l'axe c sont comptées. La forme des apatites ne permettant pas forcément de reconnaître l'axe d'allongement, l'orientation des Dpar (trou d'attaque des traces sur la surface polie de l'apatite visible en lumière réfléchie) ainsi que la présence de traces de polissage sont utilisés. Par ailleurs la longueur d'une trace est aussi impactée par ces processus et dépend de l'angle que forme la trace par rapport à l'axe C (Donelick, 2005; Green & Durrani, 1978). Par soucis d'harmonisation, seules les longueurs de traces parallèles à l'axe C (axe d'allongement) sont mesurées. De plus, les traces parallèles à l'axe c sont plus longues et donc plus faciles à mesurer (Barbarand et al., 2003a). Pour pallier aux variations de longueur des traces en raison de leur orientation dans l'axe c, on mesure aussi cet angle pour corriger cet effet.

Composition Chimique

Le rapport Cl/F est le paramètre chimique influençant le plus la cicatrisation des traces et donc le caractère plus ou moins rétentifs des grains (Green et al. 1986). D'autres éléments rentrent en compte tel que le Mn, le Sr, les terres rares, le carbonate ou les substitutions Ca^{2+} . En termes de mécanisme leurs rôles sur la cicatrisation des traces sont globalement mal connus. Le rapport Cl/F impacterait néanmoins les processus de substitution, facilitant ainsi la rétention des grains face à la cicatrisation ce qui a pour conséquence de déplacer la gamme de température de stabilité des traces (Barbarand et al., 2003b). Le rapport Cl/F peut être mesuré à la microsonde, mais il peut aussi être estimé par la mesure du trou d'attaque que forme la trace à la surface du cristal (Dpar). Les études de Donelick (1993) montre, en effet, que la valeur du Dpar est proportionnelle au rapport Cl/F. Plus la mesure du Dpar est grande plus le grain est riche en Chlore et plus la trace est résistante à la cicatrisation. A l'inverse des Dpar < 1,75 μm indique un rapport Cl/F faible et donc des traces plus sensibles à la cicatrisation à plus basses températures (Figure 60).

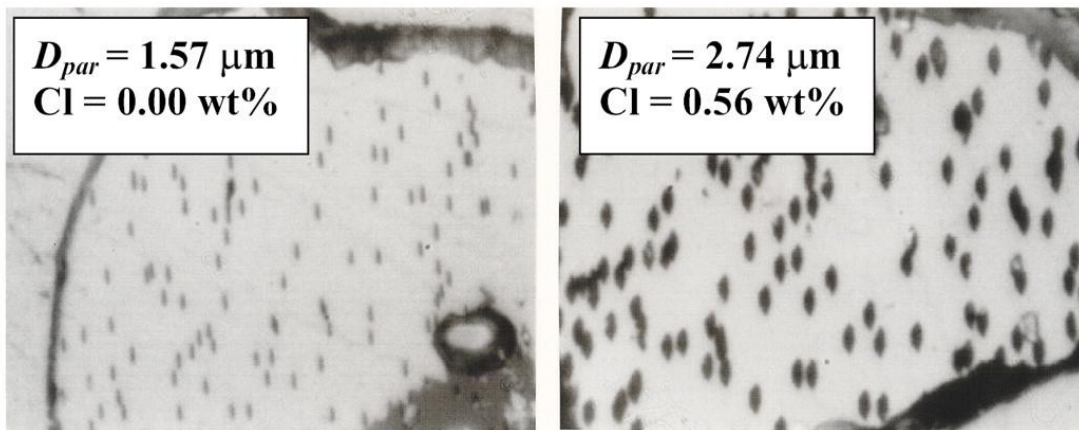


Figure 60 photos illustrant la relation entre taille du D_{par} et teneur en Cl d'après Donelick (2005)

c Traces de fission sur zircon

Contrairement aux apatites, la cinématique des traces de fission dans le zircon a beaucoup moins été étudiée. Cela est dû à la résistance très importante de ce minéral qui implique une grande variabilité des compositions chimiques et des propriétés mécaniques des grains.

(i) Recuit et cicatrisation

Les premiers modèles de cicatrisation des traces sont proposés par Tagami et al. (1998) et Yamada et al. (1995). Ces derniers sont basés sur des études de recuit des traces réalisées en laboratoire pour des températures allant de 350°C à 700°C et sur des périodes de temps allant jusqu'à 1000 heures (Figure 61). Ces auteurs proposent, grâce à l'extrapolation de ces résultats à l'échelle des temps géologiques une zone partielle de rétention des traces située entre 160°C et 330°C (Figure 61). Cependant, ce modèle de recuit est basé sur des zircons provenant de la Dacite de Nisatai (NST zircon), jeunes (20,6+/-0,5 Ma K/Ar biotite), clair, automorphe, présentant de faibles variations en uranium au sein du grain et possédant une histoire thermique « simple ». Ils ne sont donc pas représentatifs de la variabilité chimique et mécanique des zircons, spécifiquement dans les roches détritiques. Le modèle a également été comparé à des données obtenues sur des forages (Yamada et al., 2007).

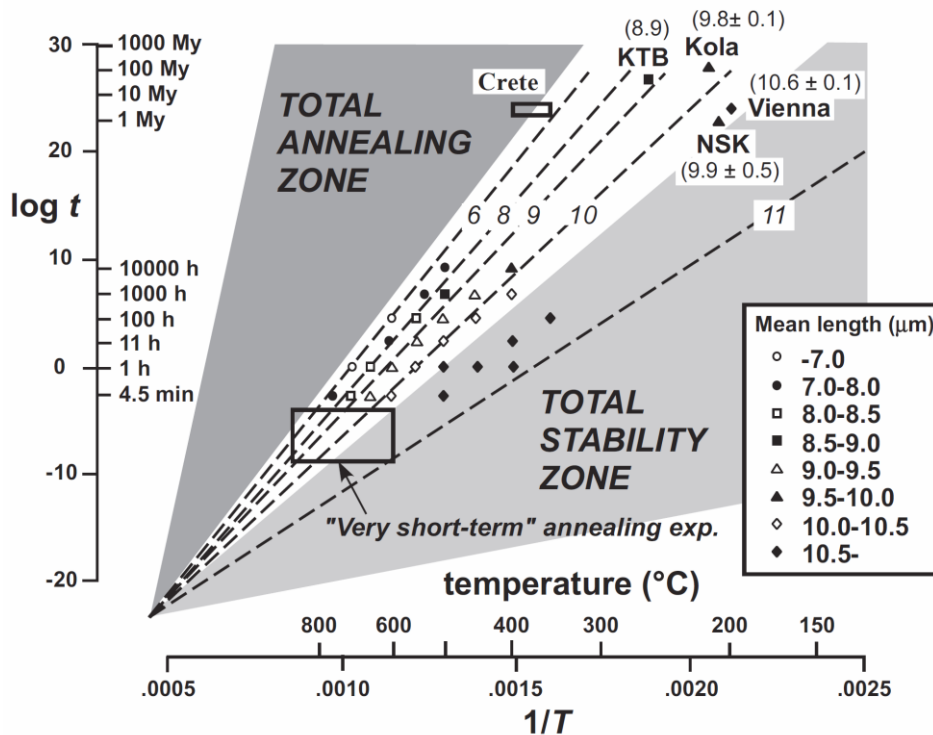


Figure 61 Graphique réalisé à partir des points obtenus lors des expériences de recuit des traces de fission sur zircon. Ces points ont ensuite été extrapolé pour des temps géologiques, d'après Tagami et al. (2005). Comme pour les AFT, trois domaines de températures ont pu être défini : une zone de stabilité des traces « total stability zone » (TSZ), la zone de cicatrisation partielle des traces « partial annealing zone » (PAZ) et la zone de cicatrisation totale « total annealing zone » (TAZ). Ce modèle a pu être testé grâce à l'obtention de quatre résultats obtenus sur des échantillons provenant de forages (Hasebe et al., 2003; T. Tagami et al., 1998). La localisation de la zone partielle de cicatrisation reste cependant approximative car elle est basée sur des données K/Ar sur biotite utilisé pour retracer l'histoire de refroidissement de ces échantillons et que les températures de fermetures de ce système sont encore discutées car la biotite peut être héritée (Lee 1994 ; Lo et al. 2000).

L'estimation de la gamme de température de la zone partielle de rétention est néanmoins toujours difficile à contraindre car l'histoire thermique de ces roches reste difficile à caractériser. La seule évidence admise est que les grains les plus rétentifs sont remis à zéro à 330°C (Tagami et al., 1996). En revanche, la limite inférieure de cicatrisation demeure encore mal contrainte. Il apparaît effectivement que les traces de fission des vieux zircons riches en uranium possédant une histoire thermique plus complexe sont plus facilement cicatrisées. Plusieurs études réalisées dans des contextes variés et avec différente approche montre que cette limite supérieure pourrait atteindre 158°C (Zaun et Wagner, 1985). Bernet et Garver (2005) estiment quant à eux que cette température inférieure limite est localisée à 180°C pour les éléments les moins rétentifs et assume une température de fermeture du système à 240+/-30°C pour la plupart des zircons.

(ii) **Domage alpha**

Lors de la désintégration d'élément radioactif comme l'uranium, des particules alpha peuvent être émises entraînant la formation de défauts cristallins. Ces défauts alpha sont beaucoup plus petits que les traces de fission, mais plus nombreux et peuvent entraîner la formation de défaut de quelques microns. La température de cicatrisation de ces dommages alpha est plus élevée que pour les traces de fission et vont donc jouer un rôle

important dans leurs cicatrises (John I. Garver, 2002; Rahn et al., 2004). La formation de nombreux dommages alpha entraîne une remontée significative de la zone partielle de rétention (Figure 62). Pour une histoire simple avec des taux de refroidissement élevés ces dommages n'impacteront pas trop la zone partielle de rétention, comme c'est le cas pour les zircons de Nisatai. Dans le cas de refroidissement plus lents, les dommages alphas seront plus nombreux et abaissent la température de fermeture du système trace de fission. De même, si un zircon possède plusieurs épisodes de refroidissement/réchauffement sans rouvrir le système lié à la création de dommage alpha, ces derniers contribuent à baisser la température de fermeture du système trace de fission. La création de ces dommages dépend également de la quantité d'uranium dans le grain généralement zoné, rendant l'impact de ces dommages difficiles à quantifier.

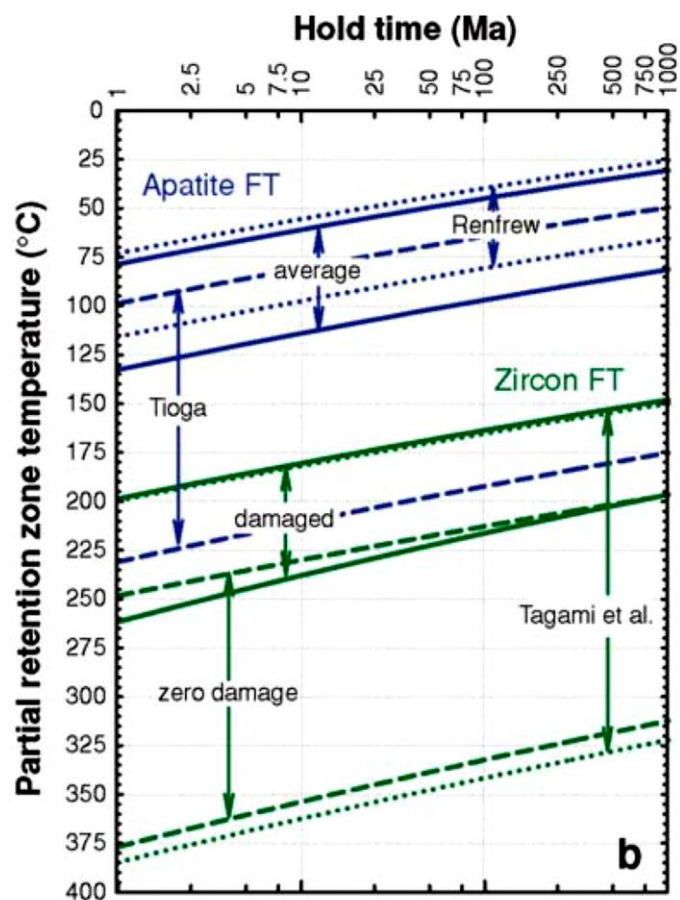


Figure 62 Zone partielle de cicatrisation en fonction du temps que passe le thermochronomètre dans la zone partielle de cicatrisation et en fonction des propriétés du cristal, d'après Reiner et Brandon (2006). La zone de cicatrisation est abaissée si celui-ci présente des dommages liés à la désintégration α .

1.1.3. La méthode (U-Th-Sm)/He

La méthode (U-Th-Sm)/He repose sur l'accumulation d'hélium radiogénique, émis à la suite de la chaîne de désintégration des atomes de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et de ^{147}Sm , dans les sites vacants du réseau cristallin (Rutherford, 1905). Cette accumulation peut être traduite en « âge » He en intégrant la production d' ^4He , sa perte par éjection sur les bordures du cristal et de la diffusion de l'He suivant l'histoire thermique de la roche. Cette

méthode récente est encore en cours de développement et fait l'objet de recherche active, puisqu'elle possède une sensibilité thermique de très basse température (entre 30 et 90°C), permettant de contraindre les 3 premiers kilomètres de la croûte terrestre (Ehlers et al., 2001; Ehlers & Farley, 2003; Stockli, 2005). Encore une fois les minéraux les plus communs datés en (U-Th)/He sont les apatites et les zircons, mais d'autres thermochronomètres sont en cours de développement tel que la monazite, l'hématite ou la goethite (Daniele Cherniak & Watson, 2013; Balout et al., 2017; Allard et al., 2018).

a Datation

La production d'⁴He par décroissance radioactive dépend du temps, de la concentration initiale en ²³⁸U, ²³²Th et en moindre mesure du ¹⁴⁷Sm. Elle suit l'équation suivante :

$${}^4_3\text{He} = 8 * {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 * {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 * {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1 * {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

Soit λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} et λ_{147} les constantes de désintégration respective de l'²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th et du ¹⁴⁷Sm.

b Facteur d'éjection

L'émission de particule alpha s'accompagne de la libération d'une certaine énergie cinétique suivant l'élément père considéré. Cette énergie, provoque le recul de la particule sur une vingtaine de µm en moyenne pour l'apatite (Farley et al., 1996). Si l'émission a lieu en bordure de cristal cela peut entraîner une perte d'⁴He par éjection (Figure 63). Cet effet peut être corrigé en contraignant un maximum la forme et la taille des minéraux lors du processus de sélection des minéraux. Ces paramètres sont ensuite intégrés sous un facteur de correction nommé FT (Farley et al. 1996) où l'âge corrigé équivaut à un âge initial/FT. Sa formule correspond à :

$$F_T = 1 - \frac{3R}{4R_S}$$

Où R est la distance d'arrêt de la particule, et où R_S est le rayon de la sphère équivalente du grain. D'autres études ont davantage contraint ce facteur correctif en l'adaptant à la géométrie des minéraux (Gautheron et al., 2006; Herman et al., 2007; Gautheron & Tassan-Got, 2010; Ketcham et al., 2011). La distance d'arrêt des noyaux d'⁴He implique également que les cristaux peuvent être contaminés par des minéraux voisins s'ils sont mitoyens. Cette implantation d'⁴He supplémentaire a été observée par Herman et al. (2007), Spiegel et al. (2009), Gautheron et al. (2012), Janowski et al. (2017) et provoque le vieillissement de l'âge AHe apparent obtenu. Suivant la même logique il est important de sélectionner des grains sans inclusion pour éviter les contaminations.

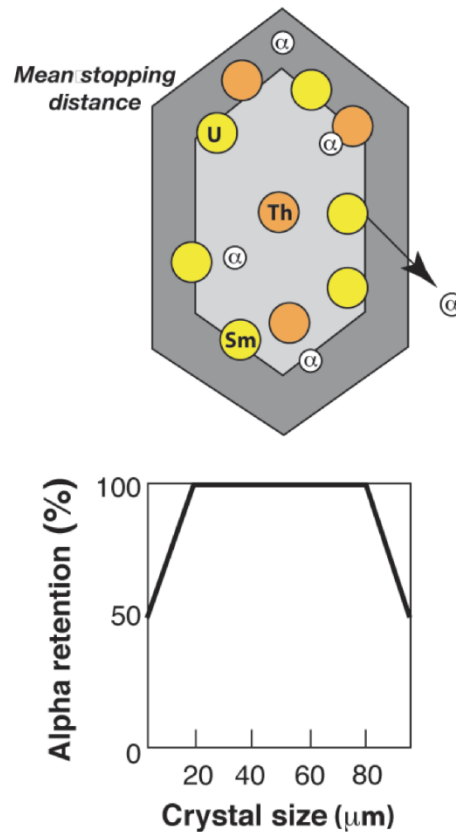


Figure 63 . Schémas représentant le processus d'éjection des particules α et leurs émissions lorsque l'élément père est situé à moins de $20\mu\text{m}$ de la bordure du cristal d'après Farley et al. (1996)

c Diffusion et zone partielle de rétention

Les particules α créés peuvent ensuite sortir du système en fonction de la température par diffusion et vont passer de sites vacants en sites vacants jusqu'à sortir du cristal. Comme pour les traces de fission la limite entre l'ouverture et la fermeture du système n'est pas instantanée et il existe une gamme de température où l'on commence à retenir une certaine proportion de ^4He dans le cristal. Pour ^4He , la température de fermeture correspond au moment où 50 % des noyaux d'hélium émis sont retenus dans le cristal (Dodson, 1973). Comme la capacité d'un grain à retenir les particules α n'est pas uniquement dépendant de la température, mais dépend aussi de la vitesse de refroidissement et de la taille du grain considéré, on définit généralement un domaine partiel de rétention (ZPR) où 10 à 90 % des noyaux d' ^4He sont retenus dans le cristal. Il est généralement d considérer que la ZPR pour l'U-Th-Sm/He sur apatite est située entre 30°C et 90°C .

d Paramètres de rétention de ^4He

En plus de la température, de la vitesse de refroidissement et de la taille de grain, l'âge 4He dépend des défauts de recul induit par la désintégration alpha de l'U du Th et du Sm (Green et al., 2006; Green & Duddy, 2006; Hendriks & Redfield, 2005; Schuster et al. 2006). Les défauts qu'ils créent impactent le réseau cristallin et piègent les noyaux d'hélium. Ainsi l'énergie d'activation nécessaire pour que les particules s'échappent du piège doit être plus élevée. La concentration en élément père est regroupée sous le terme de teneur en

uranium efficace eU ($eU = 0,08Sm + 0,24Th + U$). Par conséquent plus un grain possède un eU élevé plus le nombre de piège sera important et plus le grain sera rétentif (Figure 64). Cependant, la présence et le nombre de ces défauts cristallins dépend également de l'histoire thermique de l'apatite considérée. En effet ces derniers peuvent également cicatriser, comme c'est le cas pour les traces de fission. Lorsque ces défauts cicatrisent la quantité de piège diminue et l'hélium précédemment piégé est libéré. Les modèles de diffusion récents de Flowers et al. (2009) et Gautheron et al. (2009) ont utilisé la densité de traces présentes dans les apatites pour mesurer l'impact de ces défauts sur la diffusion. A l'instar des traces de fissions, la cinétique de cicatrisation des défauts de reculs dépend également de la composition de l'apatite considérée (Ketcham et al., 2007; Gautheron et al., 2013). Ainsi une apatite riche en Cl cicatrise moins vite.

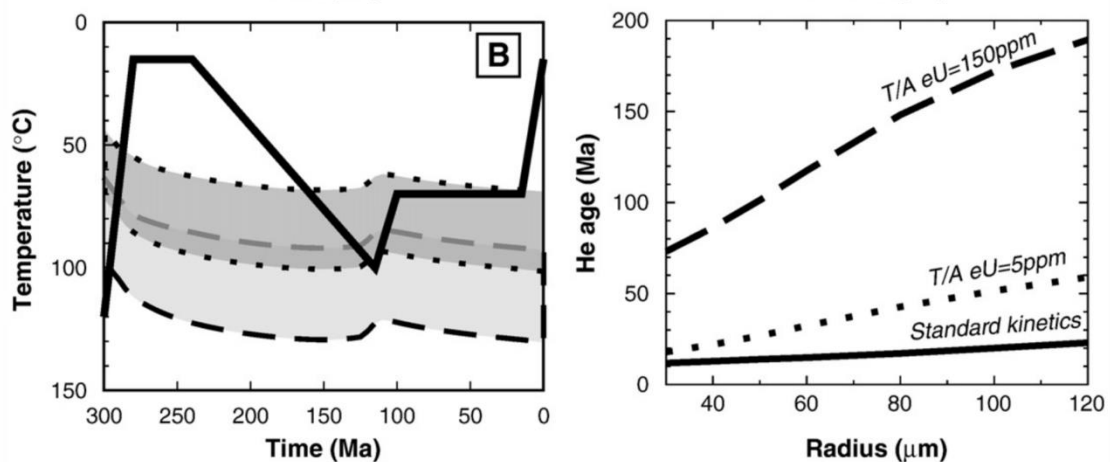


Figure 64 Évolution de la zone partielle de rétention de l' ^4He en fonction de la concentration en Uranium effectif eU pour une histoire thermique définie d'après Gautheron et al., 2009. Un grain riche en Uranium effectif nécessitera un apport d'énergie supplémentaire pour être remis à zéro. Des températures plus élevées sont donc invoquées pour que l'hélium diffuse à l'extérieur du cristal. A l'inverse un grain avec de faibles teneurs en uranium effectif sera moins rétentif.

1.1.4. Application de la thermochronologie basse température

Les outils de thermochronologie précédemment énoncés peuvent nous renseigner sur l'histoire thermique et sur la provenance des grains qui nous intéressent davantage ici, bien que les deux soient indissociables pour avoir une représentation du paysage géologique complet.

a Modélisation et inversion

Deux logiciels de modélisation sont utilisés en thermochronologie pour prédire les histoires thermiques des roches, HeFTy (Ketcham, 2005) et QTQt (Gallagher, 2012). Ils intègrent tout deux les modèles de cinématique de cicatrisation (Ketcham et al., 2007; Yamada et al., 2007; Tagami et al., 1998) et de diffusion (Flowers et al. 2009 ; Gautheron et al. 2009) les plus récents. Ces logiciels proposent deux types d'approches de modélisation dite « directe » et « inverse ». La modélisation directe consiste à tester des chemins temps-températures manuellement, à partir de données mesurées, que l'on compare ensuite avec les prédictions du modèle. La modélisation indirecte consiste à établir un nombre de chemins test, dont on définit le nombre, et de déterminer le ou les chemins qui correspondent le mieux aux données. Contrairement à la modélisation

directe, les approches pour la modélisation indirecte sont différentes d'un logiciel à l'autre. Cette différence se fait notamment par la façon dont le logiciel à d'entreprendre l'exploration de l'espace pour produire un chemin temps-température (T-t). HeFTy recherche ces différents chemins thermiques de manière aléatoire tandis que QTQt procède à une approche bayésienne (de type Markov Monte Carlo). QTQt part du dernier chemin thermique testé pour rechercher le chemin suivant. Il compare ensuite les données prédites par les deux modèles avec les données mesurées et reprend l'exploration de l'espace temps-température à partir du chemin le plus compatible. La solution finale est représentée par un ensemble de points de dimension 1°C par 1 Ma caractérisé par la probabilité qu'un chemin passe par ce point. HeFTy s'apparente plutôt en ensemble de chemin acceptable défini par des intervalles de confiance de 67% σ_1 et de 95% σ_2 respectivement. Comme la recherche de chemin thermique compatible est aléatoire pour HeFTy, le logiciel nécessite la présence de nombreuses contraintes géologiques (âge de dépôt, âge de cristallisation) matérialisées par une boîte définie par un intervalle de temps et de température. Il est également plus compliqué d'obtenir une solution si la base de données est importante (le logiciel est de toute façon limité à 7 âges) et si les données sont complexes, notamment pour les données AHe possédant une large variation en eU et des recuits partiels. Les échantillons détritiques collectés durant cette thèse impliquent une forte variabilité du caractère géochimique et mécanique et de l'histoire thermique de chacun des grains. L'utilisation du logiciel QTQt a été privilégié dans cette étude.

b Thermochronologie détritique et provenance

Généralement les études de provenance sédimentaire repose sur la méthode U-Pb sur zircon. Dans le but de reconstruire la paléogéographie et son évolution sur l'échelle de temps et d'espace qui est la nôtre (cycle orogénique) l'utilisation de cette méthode seule, n'est pas suffisante. D'une part le système U-Pb sur zircons peut résister à plusieurs cycles orogéniques et d'autre part il discrimine peu les sources dans le cas du bassin de l'Ebre ; la majorité des zircons ayant cristallisés lors de la formation de pluton tardi-Hercynien. La méthode U-Pb sur zircon a donc été couplée avec la méthode traces de fission sur zircons et apatites afin d'avoir une caractérisation robuste du refroidissement des sources et de l'histoire thermique des bassins. La méthode AHe est peu adaptée aux études de provenance, mais elle peut servir à contraindre l'histoire thermique des bassins.

Les études de provenance en thermochronologie détritique reposent sur plusieurs conditions :

- Les grains ne doivent pas être recuits après leurs dépôts, impliquant dans le cas contraire une perte du signal de la source mais donnant des informations sur l'évolution thermique du bassin.
- Les âges obtenus sur chaque grain dans un même échantillon sont regroupés en population grâce à un traitement statistique (section 1.3.1). Idéalement, un nombre de 117 âges par échantillon est requis pour que la probabilité que toutes les populations soient représentées soit de 95% (pour toutes les études de provenance)(Vermeesch et al. 2006).
- Une bonne datation de l'Age stratigraphique.

La deuxième condition, est la préservation du minéral lors du transport. De ce fait, le zircon est un excellent minéral pour déterminer les sources, car il est très résistant à l'altération et à l'abrasion mécanique. L'apatite en revanche est très sensible au long transport et à l'acidité. Un effort particulier a donc été fourni sur la réalisation des ZFT afin d'obtenir un maximum de grain comptable. Les résultats ZFT constitueront donc le socle de ce travail de thèse et permettront de tracer les provenances des sédiments détritiques, de caractériser l'histoire de l'exhumation des sources et de dater des événements thermiques de basse température.

(i) **Biais possible des méthodes de datation par traces de fission :**

L'attaque acide pour révéler les traces de fission dans les zircons est plus ou moins facilitée en fonction des propriétés des grains, ce qui peut induire un biais dans les populations d'âge ZFT obtenus dans chaque échantillon. La teneur en uranium et la quantité de défaut radioactif (radial damage) joue un rôle important sur la représentativité des populations. Un grain avec un âge ZFT vieux et riche en uranium est très vite attaqué avec l'acide rendant donc impossible le comptage des traces. A l'inverse un grain jeune avec peu d'uranium est très résistant et sera généralement sous attaqué ne permettant pas non plus le comptage des traces (Figure 65) (Bernet & Garver, 2005).

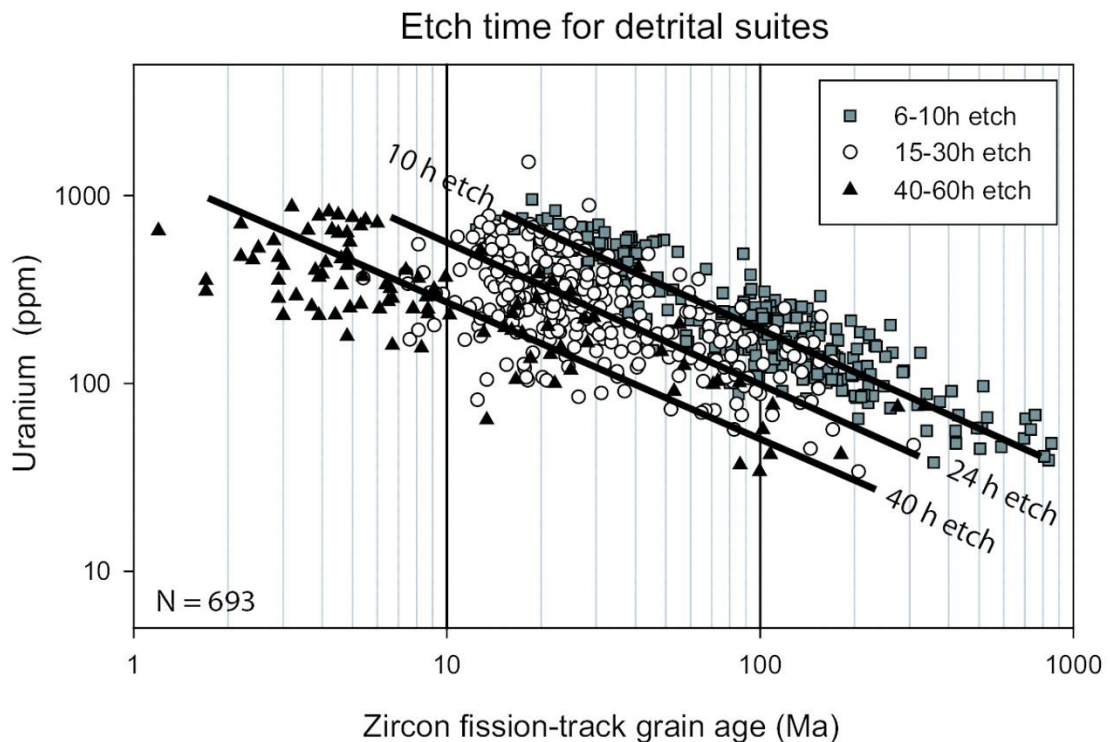


Figure 65 Evolution des teneurs en uranium en fonction des âges traces de fission obtenus pour des temps d'attaque acide différents d'après Bernet et Garver (2005). Ce graphique montre que plus un zircon à un âge traces de fission vieux plus le temps d'attaque à l'acide est faible. Par conséquent, les populations de zircon riche en uranium qui enregistrent un âge traces de fission vieux, ne peuvent pas être compté ce qui engendre un biais analytique dans le cortège des populations. Une observation similaire est possible pour les zircons jeunes avec de faible teneur en uranium qui ne peuvent être pris en compte, car les traces sont sous attaqués voire inexistante.

Ce biais pourra éventuellement être corrigé grâce aux données AFT qui ne possèdent pas ce problème, car moins riche en uranium. L'attaque acide étant normalisée les grains ne présentant pas de traces apparentes de surface ne peuvent pas être comptés. En revanche, l'apatite étant plus instable vis-à-vis des processus d'altération, la méthode traces de fission sur apatites permet rarement le comptage de 50 à 100 grains, d'où la nécessité de coupler les outils thermochronologiques.

(ii) Lag-time et transport sédimentaire

Dans les études de thermochronologie détritique basse température, le principe du lag time est souvent utilisé en contexte orogénique. Celui-ci correspond à la différence entre l'âge de la population de grains le plus jeune contenu dans un sédiment et l'âge de dépôt des grains (Figure 66). Il représente donc le temps accumulé entre la fermeture du thermochronomètre considéré dans un lieu source et le dépôt du dit thermochronomètre dans un bassin, soit le temps requis par un minéral pour être exhumé à la surface, érodé et transporté vers un bassin (Bernet, 2005). Le lag time dépend donc du taux d'exhumation de la source. La méthode repose également sur l'hypothèse que le refroidissement du thermochronomètre est rapide. Le temps de transport du minéral peut être également simplifié et considéré comme négligeable en contexte d'orogénese active (Garver & Kamp, 2002 ; Bernet et al., 2004).

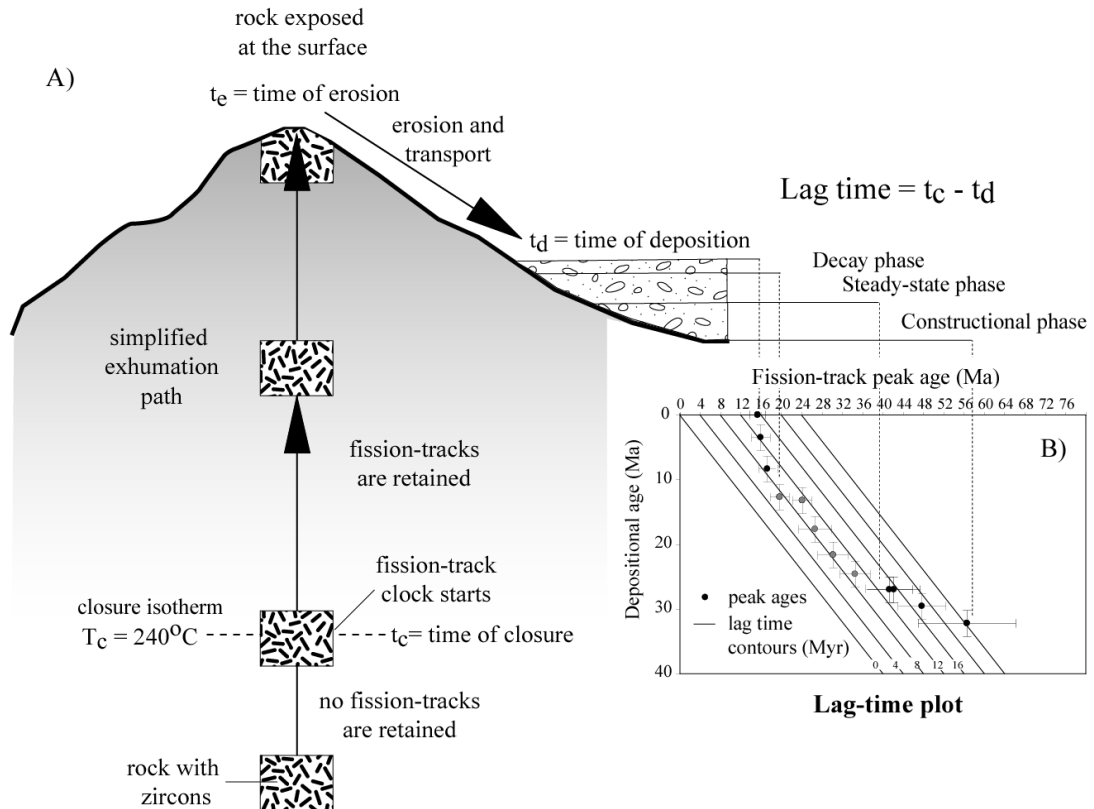


Figure 66 Représentation schématique d'une étude lag time avec t_c l'âge enregistré par le grain à la fermeture du thermochronomètre utilisé (ici les traces de fission sur zircon) et t_d l'âge de dépôts du grain d'après Bernet et Garver, (2005). Le refroidissement est considéré comme très rapide. Sur le diagramme de gauche représentant un exemple d'évolution du lag-time au cours du temps on peut voir une accélération du lag time et donc de l'érosion à partir de 10 Ma.

1.2. Datation U/Pb sur zircon

La datation uranium-plomb est souvent utilisée dans les études de provenance, car cette méthode est rapide et que la base de données in-situ disponible est très importante. Le zircon est l'un des minéraux qui se prête le mieux à cette datation, car très riche en uranium et pauvre en plomb initial (Hanchar & Hoskin, 2003). Sa température de fermeture est supérieure à 900 °C (Cherniak & Watson, 2001) et son système est peu soumis aux réouvertures. Contrairement à la thermochronologie basse température, l'âge obtenu avec cette méthode est un âge « proche » de la cristallisation.

1.2.1. Théorie

Cette méthode de datation repose sur plusieurs chaînes de désintégration d'isotope père radioactif (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th) en isotopes fils stables d'un autre élément (^{207}Pb , ^{206}Pb et ^{208}Pb). Ces chaînes ne produisent pas du ^{207}Pb , ^{206}Pb et ^{208}Pb à la même vitesse, car les trois systèmes ont des constantes de désintégration différentes. Il est donc possible de calculer trois âges à partir de la mesure de trois rapports isotopiques : $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et le $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$.

Équations d'âge du système Th-U-Pb :

$$^{206}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}_0 + ^{238}\text{U} + [e^{\lambda_{U238}\Delta t} - 1]$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{207}\text{Pb}_0 + ^{235}\text{U} + [e^{\lambda_{U235}\Delta t} - 1]$$

$$^{208}\text{Pb} = ^{208}\text{Pb}_0 + ^{232}\text{Th} + [e^{\lambda_{Th232}\Delta t} - 1]$$

Dans le cas où la quantité initiale de plomb n'est pas négligeable, l'interprétation des données se fait via la construction d'une isochrone. Comme c'est le cas pour d'autre datation, l'équation des isochrones est normalisées par rapport à un isotope stable non radiogénique comme c'est le cas pour le ^{204}Pb . On construit donc une isochrone du rapport chimique du plomb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) en fonction du rapport isotopique ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et le $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$). Si les âges obtenus sont les mêmes alors les âges sont dits concordant et indique l'âge de cristallisation du minéral.

1.2.2. Le système U-Pb sur Zircon

Le zircon incorpore peu de plomb commun (plomb initial) lors de sa cristallisation et est très riche en uranium ce qui permet de simplifier l'équation (1) et de considérer les équations suivantes :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Le thorium étant généralement moins présent que l'uranium dans le zircon le rapport $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ n'est généralement pas utilisé pour établir un âge mais comme mesure de contrôle d'éventuelle contamination en plomb commun (204). D'autre part, le rapport U-

Th est très sensible au fractionnement et reste difficile à mesurer (Th plus soluble que le plomb ou l'uranium).

Les âges sont ensuite reportés dans un diagramme Concordia (Wetherill, 1956) qui représente le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction du $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ issus d'une même analyse. La force de cette méthode est qu'elle permet d'obtenir un âge de cristallisation, mais aussi l'âge de réouverture du système. Cette réouverture peut être associée à une perte en plomb radiogénique ou à la formation d'une auréole de croissance autour d'un noyau de zircon plus vieux (hérité). Si les âges apparents sont sur la Concordia, l'âge final obtenu correspond à la cristallisation du minéral. A contrario, si les âges sont en dehors de la courbe, ces derniers forment une droite qui coupe la Concordia et sont qualifiés de « discordants » (Figure 67). L'intersection supérieure de cette droite avec la Concordia donne l'âge de cristallisation du zircon initial de la part héritée tandis que l'intersection inférieure indique le plus souvent l'âge de la dernière phase de cristallisation du zircon et donc de la fermeture du système. Parfois, cette réouverture du système peut être due à des événements thermiques de température élevée comme du métamorphisme. Néanmoins, comme c'est le cas pour le thermochronomètre trace de fission sur zircon, la température de réouverture du système peut être abaissée si le réseau cristallin est fortement déformé comme c'est le cas pour les zircons métamictes (Silver & Deutsch, 1963; Pidgeon et al., 1966; Black et al., 1986).

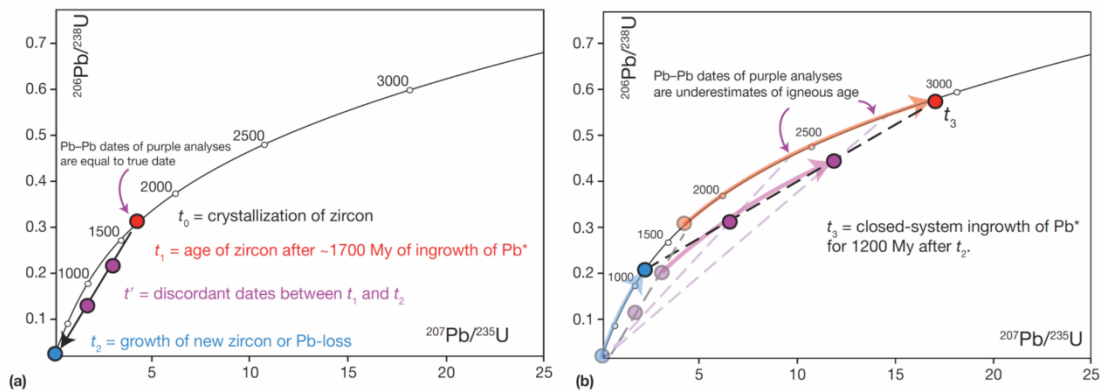


Figure 67 Représentation graphique de l'histoire de la croissance d'un zircon dans un diagramme Concordia. Le diagramme a) montre un exemple de Concordia lors de la perte en plomb ou de mélange dû à la création d'une auréole de croissance à un temps t_2 , 1700 Ma après la cristallisation du zircon. Soit t_1 l'âge de cristallisation du zircon, t_2 l'âge de la croissance d'une auréole autour du noyau du zircon ou la perte en plomb du système, et t' les âges zircons discordants. Le diagramme b) représente l'évolution de ce système après 1200 Ma à la suite de cette perturbation à un temps t_3 . La droite discordia (violet) a maintenant une intersection supérieure qui représente la cristallisation initiale du zircon à t_1 et une intersection inférieure indiquant le temps qui s'est écoulé jusqu'à aujourd'hui après la perturbation. Figure d'après (Schoene, 2014).

1.2.3. Conditions d'opération (LA-ns-HR-ICP-MS) utilisées

Table 2 : Conditions d'opération (LA-ns-HS-ICP-MS) utilisées dans cette étude. Les diagrammes des moyennes pondérés des âges U-Pb sont présentés en annexe 2.

U-Pb zircon analyses	
Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Environnement Toulouse, UMR 5563, Université Toulouse-III-Paul-Sabatier, Toulouse, France
Sample type/mineral	Zircons
Sample preparation	Mount
Imaging	Scanning Electron Microscopy (SEM), Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, UPS, CNRS, IRD, CNES, Toulouse, France.
Laser ablation system	
Make, Model & type	Laser nanosecond ESI NWR 213
Ablation cell	TwoVol2 double volume
Laser wavelength	213 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	4.4-4.6 J/cm ²
Repetition rate	10 Hz
Spot size	25 µm (round spot)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He and Ar make-up gas
Background collection	15 seconds
Ablation duration	30 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	700-800 ml/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Thermo-Fisher Element-XR, HR-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1200-1300W
Sampler, skimmer cones	X type Ni
Make-up gas flow (Ar)	0.96 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³⁵ U, ²³⁸ U, ²³² Th
Sensitivity / Efficiency	3-4.10 ⁷ cps/ppm ²³⁸ U (20µm, 10Hz)
Dwell time per isotope	40 ms
Data Processing	
Gas blank	15 seconds on-peak
Calibration strategy	91500 zircon standard / Tardree zircon standard / Nist 610 SRM 610 reference glass
Reference Material info	91500 – 1065 Ma (Wiedenbeck et al. 1995) / Tardree - 61.32 ± 0.09 Ma (Ganero et al. 2011)/ Plesovice - 337.13 ± 0.7 Ma (Slama et al. 2008)
Data processing package	Glitter (van Achterbergh et al., 2001)

1.3. Provenance : Représentation et traitement statistique des distributions

Une fois les données acquises, une approche statistique est utilisée pour (i) déconvoluer le signal des différentes sources contenues dans la distribution des âges thermochronologiques et géochronologiques et (ii) comparer les distributions obtenues entre elles et entre les distributions issues de la littérature grâce à une analyse MDS (multi-dimensionnal scaling, Vermeesch, 2013) basée sur le test du k-s (Kolmogorov-Smirnoff).

1.3.1. Décomposer les distributions d'âges

Plusieurs approches statistiques existent pour traiter les données ZFT et AFT et U-Pb sur zircon, mais chacune consiste à discriminer des populations d'âge.

Dans le cas des données thermochronologiques de basse température le premier réflexe, est de vérifier si les grains les plus jeunes n'indiquent pas un âge inférieur à l'âge de dépôts. Si ce n'est pas le cas, l'échantillon n'est pas recuit et les âges de refroidissement obtenus correspondent à l'histoire thermique de la source des sédiments. Dans le cas où le recuit est partiel l'interprétation des âges est plus complexe, car même si les populations sont bien définies elles peuvent avoir été rajeunies. Un échantillon détritique est composé de plusieurs populations qui vont donc être affectées par des conditions thermiques similaires après dépôt. Cependant, la capacité de cicatrization des traces d'un zircon dépend également de son histoire thermique antérieure en partie à cause des dommages alpha. Il est donc possible qu'une population de zircon provenant d'une source donnée soit plus rétentive et ne subisse pas de cicatrization alors que des zircons provenant d'une autre source, moins rétentifs, perdraient le signal source recherché. On ne peut donc pas être totalement sûr que les zircons les plus rétentifs n'aient pas subi de rajeunissement et on ne peut pas interpréter le signal obtenu comme un signal source même si celui-ci est nettement plus vieux que l'âge de dépôts.

Dans un second temps on peut tester si la distribution d'un grain seul est normale ou pas en appliquant le test du Chi2 (Galbraith & Laslett, 1993). Si le test est supérieur à 5% la distribution testée est considérée comme étant probablement constituée d'une population unique (distribution « normale »). Dans ce cas différents âges peuvent être calculés à partir de cette distribution (Galbraith & Laslett, 1993), mais l'âge le plus souvent utilisé est l'âge central. Cet âge représente la moyenne de la distribution des âges pondéré par les incertitudes individuelles de chaque âge (Galbraith et Laslett, 1993).

Un échantillon détritique contient souvent une large variété d'âge qui ne peut statistiquement pas correspondre à une seule population (sauf dans le cas d'un recuit). Dans ce cas le test du Chi2 est généralement inférieur à 5% indiquant qu'il est possible que plus d'une population soit représentée dans la distribution. Cependant, en fonction des statistiques et du nombre de grain compté il est possible que le P(Chi2) soit supérieur à 5%, même si deux populations sont présentes. C'est pourquoi des logiciels comme Radialplotter (uniquement AFT et ZFT)/densityplotter (toutes datations) (Pieter Vermeesch, 2012) ou Binomfit (Brandon, 1996) (uniquement pour les AFT et ZFT) sont utilisés pour détecter les composantes d'âge même si l'échantillon réussit le test chi2 (Matthias Bernet communication personnelle). Ces derniers reposent sur différentes approches statistiques.

Le logiciel Binomfit décompose la distribution sous la forme de gaussienne correspondant à des densités de probabilité. Le maximum de densité de probabilité de chaque gaussienne est représenté par un pic appelé « binomial best fit peak » qui correspond à une population d'âge de grain. Le logiciel Binomfit intègre ces statistiques et permet de représenter ses distributions sous forme d'histogramme, de courbe de densité et de radial plot (Figure 68). Cette méthode sera plus particulièrement utilisée dans cette thèse car elle est très exploitée pour traiter le signal ZFT dans la zone d'étude (Whitchurch et al., 2011), ce qui peut être utile pour comparer les données. Dans le cas des âges U-Pb c'est également un logiciel utilisant la loi de densités de probabilité qui a été privilégié dans cette étude (logiciel isoplot, Ludwig, 2003)

Une analyse statistique alternative est proposée par Vermeesch (2012) avec les logiciels Radialplotter/Densityplotter. Ils sont également utilisés en thermochronologie détritique qui utilise cette fois-ci l'estimation par noyau ou « kernel density estimate » (KDE) pour décomposer le signal de distribution.

La différence majeure entre ces deux approches est qu'elles vont soit privilégier la densité des mesures sur un âge, négligeant des populations sous représentés (KDE), soit tenir compte de la précision des mesures, négligeant les grains avec de fortes erreurs (PDP). A ce jour aucun consensus n'est établi par la communauté scientifique concernant l'approche à suivre afin d'interpréter les âges détritiques thermochronologiques trace de fission ou U-Pb (Brandon, 1996; Galbraith & Green, 1990; Galbraith & Laslett, 1993; Galbraith, 2005; Green, 1981; Vermeesch, 2018). L'utilisation des deux approches sur les données thermochronologiques trace de fission obtenues dans ce travail montre que l'analyse par PDP identifie toujours d'avantage de population que l'approche par KDE.

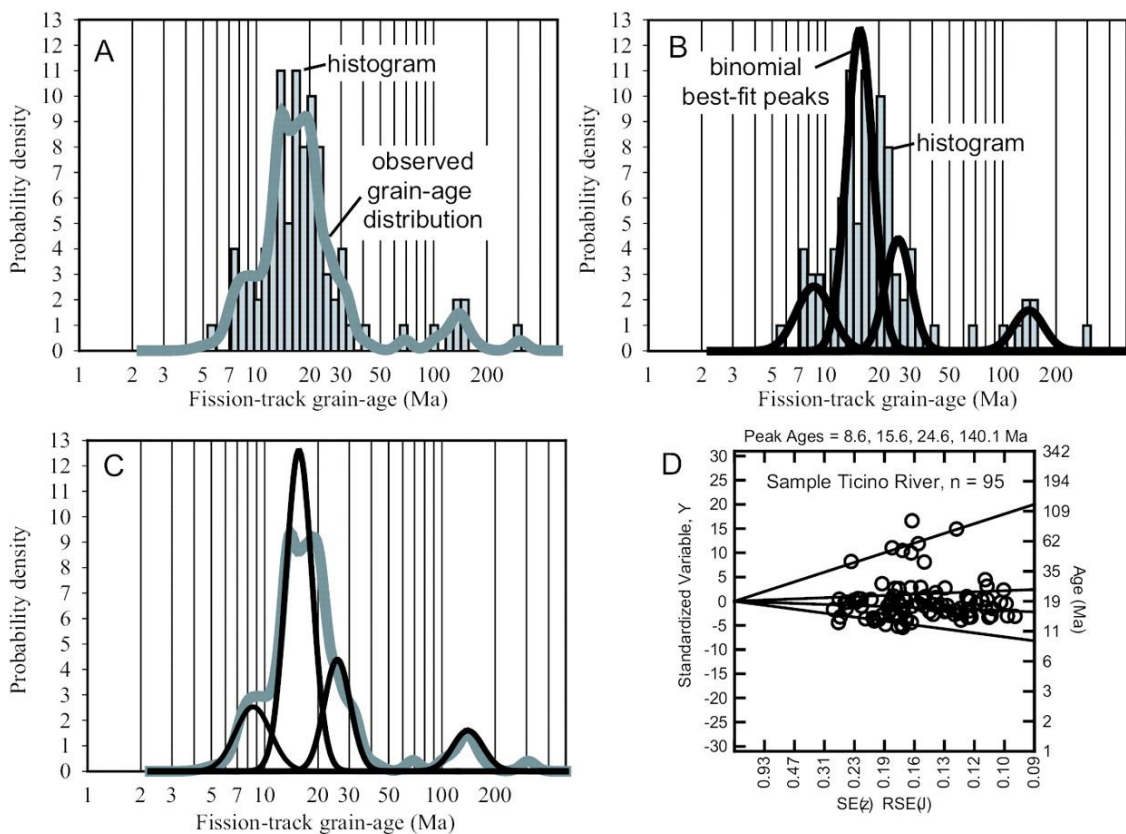


Figure 68. Représentation des données détritiques de traces de fission sur zircon et leurs distributions. A) Histogramme et courbe des distributions des grains en fonction de leurs âges ZFT d'après Bernet et Garver 2005 B) Histogramme et décomposition du signal en pic de population « binomial best fit peaks » C) Courbe de densité représentant les distributions des âges des grains et les populations associées « binomial best fit peaks » D) Radial plot.

1.3.2. Comparer des distributions

Dans cette courte section seront détaillées les différentes représentations et tests statistiques utilisés pour comparer les distributions des échantillons entre eux, que ce soit pour la thermochronologie basse température ou la géochronologie. Les différents diagrammes et test statistique présentés ont été réalisé avec le package R « ggplot »(Wickham, 2009) et « provenance » (Vermeesch et al., 2016).

a Courbe Cumulative

Les distributions des âges peuvent aussi être représentées sous forme de courbe cumulative. Cette approche complémentaire est utile pour comparer la distribution d'âge des grains entre deux échantillons. Cette représentation est intéressante, car elle prend en compte les âges avec de grandes incertitudes dont l'importance est négligée dans les diagrammes de densité de probabilité (Pieter Vermeesch, 2012) (Figure 69).

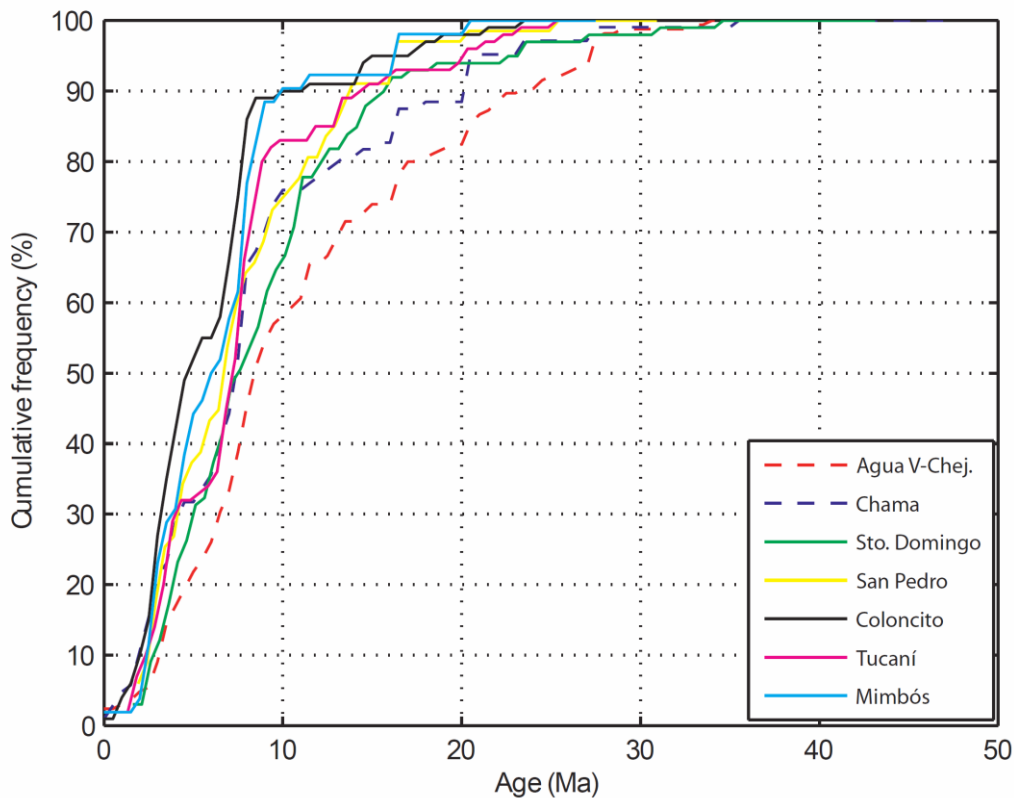


Figure 69 Exemple de courbe de densité cumulative d'âge de grain individuel pour plusieurs échantillons d'après Bermudez et al., 2013

b Le test du k-s

Le test du k-s (Kolmogorov-Smirnov) est utilisé en statistique pour comparer la similarité des distributions de deux échantillons (Press et al., 1992). D représente l'écart maximum absolu observé entre les deux distributions de deux échantillons. La p -value représente la probabilité que la différence observée entre les distributions des deux échantillons soit seulement due à la chance/aléa. On considère généralement un seuil de 5% pour la p -value pour indiquer que les échantillons sont significativement différents. Si la p -value est de 10% alors les distributions ont une probabilité de 10% de ne pas être significativement différentes. Si la p -value est inférieure à 5% alors les distributions sont significativement différentes.

c L'analyse MDS (multi dimensionna scaling)

Pour comparer plusieurs échantillons entre eux une analyse MDS (Multi-dimensionnel-Scaling) peut être utilisée basée sur le test du k-s afin d'obtenir une représentation visuelle (Figure 70) (Vermeesch, 2013). Dans ce diagramme, la distance apparente entre deux échantillons sera plus grande si deux échantillons présentent des p -values très faibles. Ce diagramme a l'avantage de pouvoir comparer de nombreuses distributions entre elles ce qui semble fondamental aujourd'hui au vu du nombre croissant de données disponibles notamment concernant les données U-Pb sur zircon (Stephan et al., 2018).

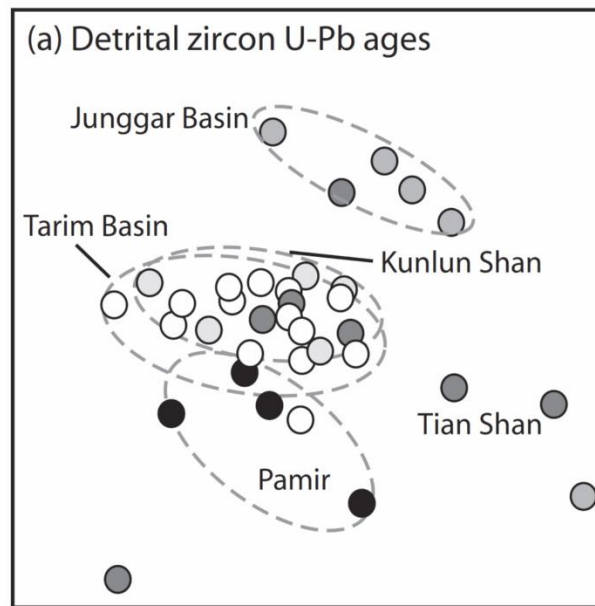


Figure 70 Carte MDS des âges de distribution U-Pb sur zircon obtenus dans différentes rivières modernes et dunes éoliennes d'après Allen, (2017) et modifié de Rittner et al. (2016)

2. Pétrographie

Une approche pétrographique a été menée pour compléter et corriger les biais éventuels de la géochronologie.

2.1. Pétrographie

2.1.1. Quantification pétrographique : La méthode Gazzi-Dickinson

Quantifier les clastes en pétrographie détritique est un outil fondamental pour interpréter les provenances des sédiments modernes et actuels et est couramment utilisé pour retracer l'évolution des bassins sédimentaires associés à un soulèvement (Dickinson, 1988). La méthode de Gazzi-Dickinson (1966) (Dickinson, 1970; Gazzi, 1966) est communément utilisée pour les études de quantification pétrographique. Celle-ci consiste à effectuer le comptage de 300 à 500 grains sur une lame mince sous un microscope optique (Dryden, 1931). Pour que le comptage soit aléatoire, on se déplace sur la lame d'une distance équivalente supérieure au grain le plus grossier présent (Ingersoll et al., 1984; Plas & Tobi, 1965). Les grains constituant les fragments de roche sont également comptés lorsqu'il dépasse 62 μ m. Les grains comptés sont regroupés dans différentes catégories (e.g. Q (Quartz), F(Feldspath), L(Lithiques)) que l'on représente souvent sous forme de diagramme ternaire.

2.1.2. Classification des fragments métamorphiques et « métamorphisme indice » (MI)

Les informations les plus importantes sur les sources sont contenues dans les fragments de roche puisqu'ils sont constitués de la matrice et de la paragenèse de la roche mère. Cela est particulièrement vrai lorsque le fragment qui est métamorphisé informe sur les conditions P-T atteintes par la source. La classification de Dickinson (1970) ne prend pas en compte la variabilité des différents degrés de métamorphisme atteint par les fragments

lithiques, pourtant discriminant lors de la dénudation d'une orogène. L'indice de métamorphisme ou « metamorphism index » (MI) a donc été introduit dans ces études pour estimer les degrés de métamorphisme des sources par Garzanti & Vezzoli (2003). Celui-ci repose sur un classement des clastes en 5 rangs selon leurs degrés métamorphiques depuis des degrés métamorphiques faibles (faciès prehnite et pumpellyite) à des faciès moyens à élevés (faciès amphibolite) (eg. Figure 71).

Un classement des clastes selon leur nature (volcanique, carbonatée, détritique, plutonique) et leurs grades métamorphiques (allant de rang 1 à rang 5) a également été proposé par ces auteurs pour déterminer une provenance plus précise des différents clastes et augmenter la reproductibilité du comptage de ces grains (Figure 72). L'indice MI est égal à la somme pondérée où chaque pourcentage des grains correspondant aux catégories de grain métamorphique de rang 1, 2, ... & 5 est multiplié par un facteur 1, 2, ... & 5 respectivement. Cet indice varie de 100 à 500. Un indice MI de 100 indique par exemple que seuls des fragments avec un métamorphisme de rang 1 sont représentés dans l'échantillon.

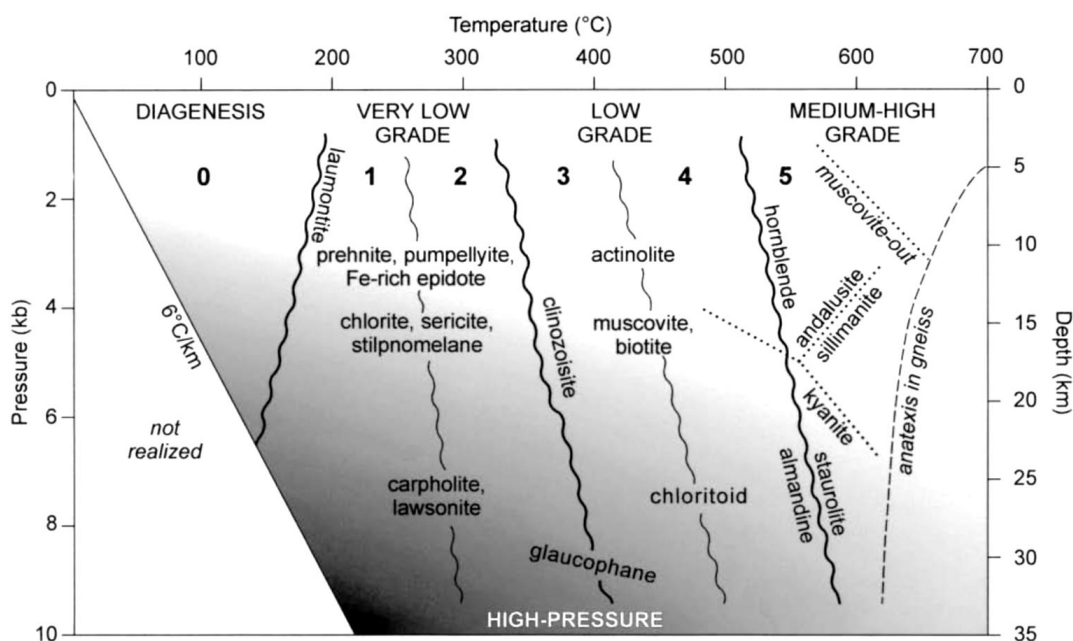


Figure 71 Classification des grains métamorphiques proposés par Winkler (1976) où les rangs 1 et 2 correspondent à un métamorphisme très faible (200-300°C), les rangs 3 et 4 à un métamorphisme faible (300-500°C) et le rang 5 à un métamorphisme moyen à élevé (500-700).

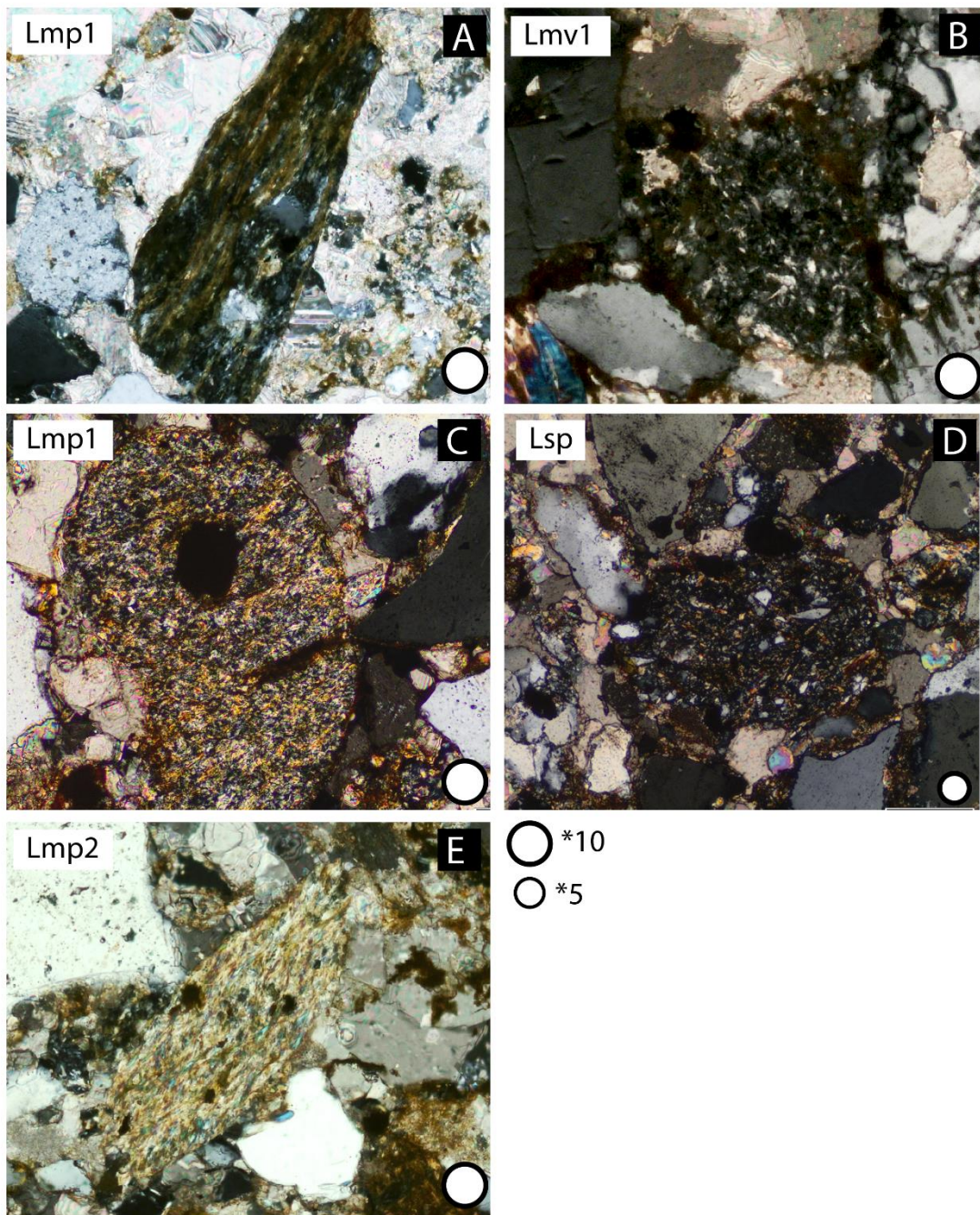


Figure 72 Exemple de claste trouvé dans cette étude A) métamorphisme de rang 1 (distinction d'un alignement des minéraux très légers) B) lithoclaste d'origine volcanique non métamorphisé, C) métapélite ne présentant pas d'alignement mais marqué par la présence de nombreuses séricites classé comme métamorphisme de rang1, D) Lithique sédimentaire détritique et E) claste métamorphique de rang 2 (alignement plus prononcé et présence de plaque de séricite)

Les effets de la diagenèse et de l'altération peuvent détériorer le signal pétrographique des sources contenues dans les sédiments (Johnsson, 1993; Pera et al., 2001). Le tri hydrographique peut également introduire un biais dans cette interprétation c'est pourquoi l'étude quantitative en pétrographie détritique est couplée avec une étude du cortège des minéraux lourds.

2.2. Minéraux lourds

Les minéraux lourds ($D > 2,89$) sont des marqueurs sensibles de la provenance (nature et caractère de la source), mais sont également dépendant du transport sédimentaire, du régime hydraulique et des processus diagenétiques. L'impact du régime hydraulique lors du dépôt sur le tri des grains en fonction de leurs tailles, de leurs formes et de leurs densités est notamment très important. Cependant, les modifications liées aux perturbations de ces différents facteurs peuvent servir à tracer ces différents processus et donc donner une information sur les paléoenvironnements avant, pendant et après le dépôt.

2.2.1. Protocole de séparation

Les minéraux lourds sont généralement accessoires et représente moins de 1% de la fraction total de la roche. Il est donc nécessaire de concentrer la fraction contenant des minéraux lourds pour chacun des échantillons. 100 g de roche ont été broyé par échantillons avec un mortier afin d'éviter le sur-broyage. L'échantillon a ensuite été tamisé pour ne garder que les fractions supérieures à 60 μ m. La fraction $> 60 \mu\text{m}$ a été séparée avec une centrifugeuse dans une liqueur dense de sodium polytungstate (densité $\sim 2,90\text{g/cm}^3$). La fraction lourde déposée au fond du récipient est récupérée en la gelant avec du nitrogène. Elle est ensuite divisée pour n'obtenir que la quantité nécessaire de minéraux pour la lame. Ces derniers sont ensuite montés sur une lame dans de la résine. La méthode choisie pour le comptage des minéraux est la méthode par « zone » où tous les minéraux présents dans cette zone sont identifiés et comptés. Pour chaque échantillon 200 minéraux transparents sont comptés dans le but d'obtenir un pourcentage volumique correct de chaque minéraux lourds (Carver & Carver, 1971).

2.2.2. Indice

Plusieurs indices existent pour déterminer la maturité de la roche ou encore le tri hydraulique.

L'indice Zircon, Tourmaline, Rutile (ZTR) définit par Hubert (1962), est caractérisé par des minéraux très stables peu sensibles aux altérations chimiques et mécaniques. Ils sont donc relativement abondants dans la fraction lourde des sédiments détritiques. L'indice ZTR est donc utilisé pour caractériser la maturité d'une roche. Celui-ci est défini par le pourcentage total de ces minéraux (zircon, tourmaline, rutile) par rapport aux pourcentages totaux des minéraux lourds transparents. Dans la plupart des arkoses ou des greywackes l'indice est de ~ 2 à 39% alors qu'il dépasse souvent les 90% dans les orthoquartzites. Il reflète généralement l'âge du sédiment qui est souvent le résultat d'une augmentation de la dissolution des minéraux lourds instables (Mange & Maurer, 2012).

La concentration en minéraux lourds est calculée à partir du pourcentage volumique de la fraction totale des minéraux lourds (HMC) et transparent (tHMC) (Garzanti & Ando, 2007). Le cortège de minéraux lourds varie entre « extrêmement pauvre » ($\text{HMC} < 0,1\%$), « très pauvre » ($0,1\% < \text{HMC} < 0,5\%$) à « modérément pauvre » ($1\% < \text{HMC} < 2\%$) et « modérément riche » ($2\% < \text{HMC} < 5\%$).

Chapitre 4

Évolution Tectono-thermal du bassin de Cameros : Implication sur la tectonique du nord de l'Ibérie

Résumé étendu	106
Article.....	107
Abstract.....	107
1. Introduction	107
2. The Iberian chain: inverted Mesozoic basins south of the Ebro block.....	109
3. Cameros basin.....	110
4. Methods and sampling strategy	114
5. Results	117
6. Discussion	122
7. Conclusion	131
Acknowledgments.....	131

Résumé étendu

Dans ce chapitre, faisant l'objet d'un article publié à tectonics (Rat et al 2019), nous présentons l'évolution tectono-thermal de la partie ouest de la chaîne ibérique et plus particulièrement du bassin mésozoïque de Cameros, inversé au cours de la compression pyrénéenne. Il se base sur la compilation de données thermochronologiques et thermométriques issus de la littérature, complétée par de nouvelles datations thermochronologiques traces de fission sur apatite et sur zircon (AFT et ZFT) ainsi que (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe). Dans le but de recouvrir la période d'un cycle orogénique complet, les sédiments syn-rifts, post rifts et syn orogéniques ont été prélevés dans le bassin de Cameros et dans le bassin tertiaire de l'Ebre. Afin de contraindre le pic de température et de pression atteint par le métamorphisme dans le bassin mésozoïque à l'Albo-Cénomanién, ces données ont été couplées à de nouvelles données de thermométrie Raman et de thermobarométrie.

Les résultats thermochronologiques obtenus nous ont permis d'identifier deux signatures ZFT majeures préservées dans les sédiments syn-rifts et post orogéniques. Ces dernières ont pu être connectées à deux périodes de rifting au Jurassique Inférieur (190-160 Ma) et à l'Albo-Coniacien (110-90 Ma). Cette dernière signature est synchrone du métamorphisme observé dans le bassin. Grâce à l'étude comparée des distributions syn-rifts et syn orogéniques le recyclage des sédiments mésozoïques par les sédiments tertiaires a pu être observé. Le paléo-gradient atteint pendant le pic thermique du métamorphisme a été estimé à 65-85°C/km, grâce aux valeurs de pressions et températures obtenus par les équilibres micas-chlorites et la thermométrie Raman. La modélisation des données ZFT, AFT et AHe des sédiments syn-rifts permet de contraindre l'histoire de l'exhumation du bassin et de proposer un début d'inversion du bassin vers 60 Ma, qui fait suite à la persistance d'un paléo-gradient résiduel élevé, pendant 30 Ma. Ce calendrier d'inversion, très similaire à celui observé dans les pyrénéens, permet de déduire entre l'Albien et le Coniacien, une connexion thermique et mécanique de la lithosphère entre l'exhumation du manteau dans les pyrénéens et le système extensif ibérique. Une période d'exhumation majeure est enregistrée par les AFT et les AHe entre 35 et 25 Ma. Celle-ci est synchrone de l'exhumation observée dans la chaîne Cantabre et de la fermeture du bassin de l'Èbre. Enfin, une période d'exhumation finale, liée à la réactivation du front de Cameros a été déduite de la modélisation d'âge AHe partiellement recuit dans les sédiments oligocènes du bassin de l'Èbre vers 15 Ma.

N.B.: les « supplementaries materials » mentionnés dans l'article ci-dessous font référence au tableau de données des annexes 3, 4, 7, 8 et 9.

Tectonics

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2018TC005294

Key Points:

- Iberian Range thermal history provides record of the tectonic evolution of the Iberia-Europe plate boundary
- Zircon grains cooled during rifting events are preserved in the Ebro basin detrital record
- Diachronous Iberian Range and Pyrenean rifting events recorded the same Albian thermal anomaly and metamorphism

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Table S1
- Table S2

Correspondence to:

J. Rat,
juliette.rat@get.omp.eu

Citation:

Rat, J., Mouthereau, F., Bricchau, S., Crémades, A., Bernet, M., Balvay, M., et al. (2019). Tectonothermal evolution of the Cameros basin: Implications for tectonics of North Iberia. *Tectonics*, 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005294>




Received 21 AUG 2018

Accepted 28 DEC 2018

Accepted article online 2 JAN 2019

©2019. American Geophysical Union.
All Rights Reserved.

Tectonothermal Evolution of the Cameros Basin: Implications for Tectonics of North Iberia

J. Rat¹ , F. Mouthereau¹ , S. Bricchau¹, A. Crémades², M. Bernet³, M. Balvay³, J. Ganne¹ , A. Lahfid⁴, and C. Gautheron⁵

¹Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, UPS, Université Paul Sabatier, CNRS, IRD, Toulouse, France, ²CRPG, UMR 7358 CNRS, Université de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy, France, ³Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble, France, ⁴BRGM, Orléans, France, ⁵GEOPS, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Orsay, France

Abstract Constraining the way in which continental deformation is accommodated in time and space is essential to reconcile past plate movements with geological observations. Kinematic reconstructions of the Iberia-Europe plate boundary are still debated. Here we focus on an inverted Mesozoic rift basin, the Cameros basin, which is part of the Iberian chain. We use a combination of detrital low-temperature thermochronological techniques to define the time-temperature evolution of the basin from Mesozoic rifting to Cenozoic collision. Zircon fission-track analyses of Oligocene–Miocene sedimentary rocks yield two main age populations at $\sim 170 \pm 10$ and $\sim 100 \pm 10$ Ma, reflecting (i) an Early Jurassic thermal event related to the Atlantic-Alpine Tethys opening and (ii) an Albo-Cenomanian thermal event related to the Bay of Biscay opening. Thermal modeling of combined zircon fission-track, apatite fission-track, and apatite (U-Th-Sm)/He data reveals that collision-related cooling of the Cameros basin started during the Paleocene (~ 60 Ma). A second cooling/exhumation phase of the basin is recorded from 35 to 25 Ma. Initial cooling occurred after a protracted postrift period characterized by persistence of high geothermal gradients, a feature also recognized in the Pyrenees. Our results show that the Iberian chain shared the same Early to Late Jurassic tectonothermal evolution with the Atlantic-Alpine Tethyan rifted margins. From the Albian onward, the thermal evolution of the Cameros basin was very similar to that of the Pyrenees. This study shows that the preservation in mountain ranges of a succession of rifting events provide important clues for plate reconstructions.

1. Introduction

The Africa-Europe plate boundary in Iberia evolved through a complex tectonic and thermal evolution that started at the Permian–Triassic boundary with the fragmentation of the Gondwana margin and extension that followed the Hercynian collisional orogeny (Schettino & Turco, 2011; Stampfli & Borel, 2002; Zielger, 1989). By the Early–Middle Jurassic, the connection of the Central Atlantic spreading ridges with the Alpine–Tethys domain led to the development of a transform plate boundary in southern Iberia, between Europe and Africa. In the Late Jurassic–Early Cretaceous, extension shifted to northern Iberia, which ultimately led to seafloor spreading in the Bay of Biscay during the Aptian–Albian and the individualization of the Iberia plate along the Iberia-Europe plate boundary (IEPB). The general picture of main tectonic events is relatively well constrained on the southern and northern Iberia margins. Yet there is a strong debate on the details of the Late Jurassic–Early Cretaceous kinematics of the IEPB (Barnett-Moore et al., 2016; Jammes et al., 2009; Olivet, 1996; Vissers et al., 2016; Vissers & Meijer, 2012). Clues for understanding the Iberian plate kinematics have been raised in recent studies by introducing a kinematic boundary south of the Ebro crustal block (Nirrengarten et al., 2018; Tugend et al., 2015). In these models, the required Late Jurassic–Early Cretaceous sinistral strike-slip displacement between Europe and Iberia is partly accommodated in the Central Iberian rift system by a presumably complex pattern of extension, parallel and orthogonal to the IEPB (Figure 1). The consideration of intra-Iberia shortening associated with tectonic inversion of the Iberian rift system has been proven to be essential for refining plate reconstructions of Western Mediterranean evolution and distinguishing between kinematic models of plate convergence in the Pyrenees (Mouthereau et al., 2014; Van Hinsbergen et al., 2014).

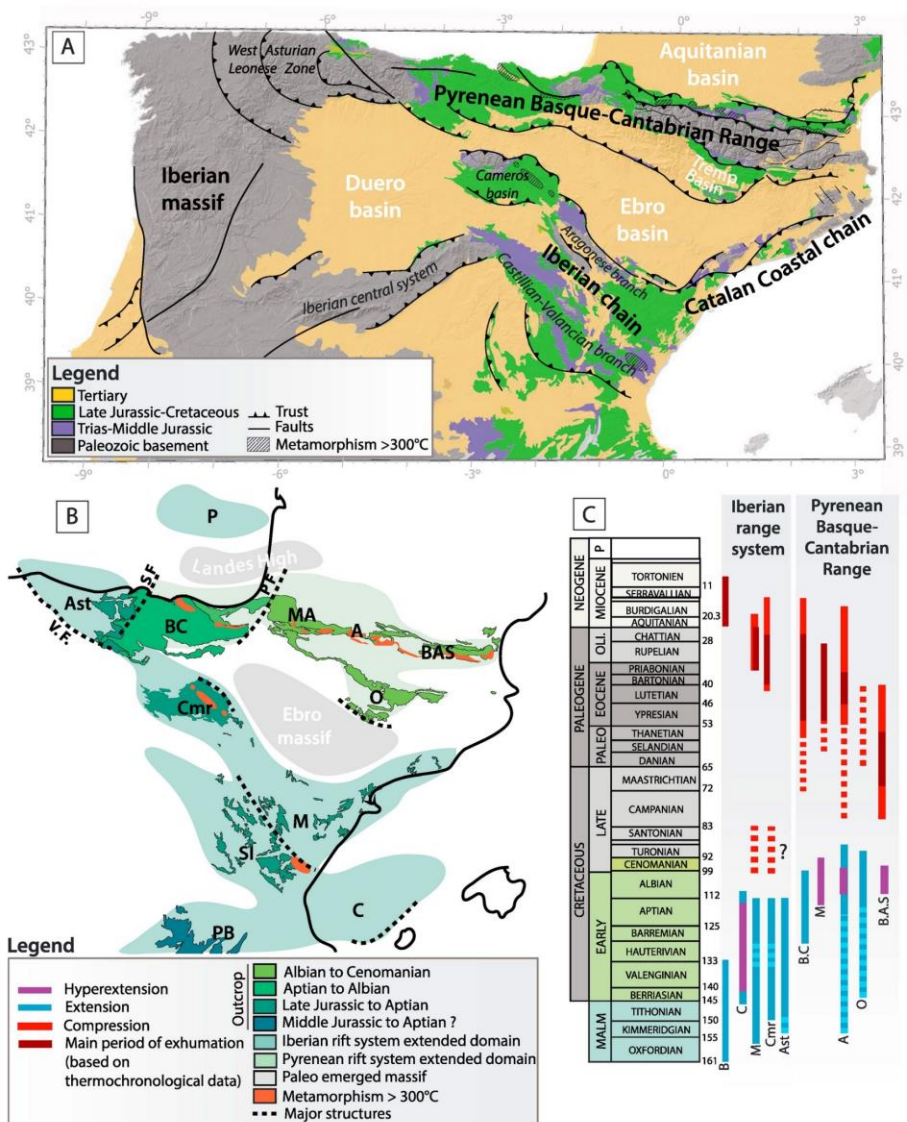


Figure 1. North Iberia geological setting. (a) Simplified geological map of North Iberia modified from the 1/10⁶ scale geological map of Spain available online at info.igme.es. (b) Location of Late Jurassic-Early to Late Cretaceous rift basins and their respective ages after Tugend et al. (2015). (c) Deformation history of North Iberia modified after Tugend et al. (2015). Metamorphic domains are compiled after Clerc et al. (2015) and Salas et al. (1995). Ast = Asturian Basin; A = Aulus Basin; BC = Basque-Cantabrian Basin; BAS = Boucheville-Agly-St Paul Basin; Cmr = Cameros basin; C = Columbret Basin; M = Maestrat Basin; MA = Mauleon Arzac; O = Organya Basin; P = Parentis Basin; PF = Pamplona Fault; PB = Pre-Betic basin; SF = Santander Fault; SI = South Iberian Basin; VF = Ventaniella Fault.

The Iberia plate appears to be an ideal place where to examine the physical conditions of long-term crustal strain localization leading to collisional plate boundary formation. In this study, we focus on the Cameros basin of the Central Iberian rift system, which was inverted to form the northwestern tip of the Iberian chain. We aim at providing constraints on the thermal evolution of the Cameros rift basin and the adjacent Ebro foreland basin. A combination of well-suited detrital low-temperature thermochronometers, including

apatite (U-Th-Sm)/He (AHe), zircon fission-track (ZFT), and apatite fission-track (AFT) analyses, is applied to study the thermal history of the Cameros basin and of the sediment source areas during rifting and tectonic inversion stages. We complement a former study by Del Río, Barbero, and Stuart (2009) in the Cameros basin and extend it to the higher-temperature ZFT thermochronometers reliable for provenance analyses of detrital deposits and to gain resolution of precollisional cooling events. We further provide new fission-track analyses from the Cenozoic sediments of the Ebro basin in order to assess the Oligocene exhumation and provenance of clastic sediments from adjacent massifs and to allow comparison with the Cameros thermal record. This study allows us to derive a first-order model of local versus plate-scale cooling and exhumation and to stress the importance of thermal anomalies recorded by sediments over the orogenic cycle. Our results are discussed to improve the current understanding of intraplate deformation and the mechanisms controlling the evolution of the IEPB.

2. The Iberian Chain: Inverted Mesozoic Basins South of the Ebro Block

The Iberian chain forms a NW-SE oriented doubly vergent intraplate mountain belt south of the Ebro basin (Figure 1a). It resulted from the tectonic inversion of a series of Mesozoic rift basins comprising from east to west the Columbret, Asturian, Basque-Cantabrian, Maestrat, south Iberian, and Cameros basins (Etheve et al., 2018; Roca & Guimerà, 1992; Salas et al., 2001; Salas & Casas, 1993; Figure 1). Two successive extensional phases are documented in the rift basins, the first one from Permian to Hettangian and the second one from the Late Jurassic to Early Cretaceous times (Salas et al., 2001). The first thinning event is a large-scale and synchronous feature. It represents the record of continental rifting in Iberia related to the opening of the Atlantic and the Alpine-Ligurian Tethys oceans (Péron-Pinvidic et al., 2007; Tucholke et al., 2007; Tugend et al., 2014). The second rifting phase is thought to result from the reactivation of the former NW-SE striking Iberian rift system connecting the Atlantic and Alpine-Tethyan domains (Bulard, 1972). This late rift evolution is diachronous along the strike of the belt and has close temporal relationships with the tectonic evolution of the Pyrenean-Basque-Cantabrian rift basins and opening of the Bay of Biscay. For instance, the onset of rapid subsidence in the Maestrat basin occurred during the early Oxfordian but was delayed to the late Oxfordian to Tithonian in the other basins of the Iberian rift system (Salas et al., 2001; Figures 1b and 1c). The Aptian signed the end of extension in the Asturian Basin and the onset of rapid subsidence in the Basque-Cantabrian Basin (García-Mondéjar et al., 1996; Rat, 1988). At the same time, the depocenter migrated toward the north in the Cameros basin. Extension shifted to the northern boundary of the Ebro block, in the Pyrenean rift, during the Albian-Cenomanian (Tugend et al., 2015; Vergés & García-Senz, 2001). The onset of sea floor spreading during the Albian in the Bay of Biscay and mantle exhumation in the Pyrenean basin indicates crustal strain localization at the plate boundary between Europe and Iberia (Jammes et al., 2010; Lagabriele & Bodinier, 2008; Mouthereau et al., 2014; Tugend et al., 2014).

Crustal thicknesses derived from gravity data vary from 32 km on the northern and southern borders of the Iberian Range to a maximum of 43 km in the center (Salas et al., 2001), which are in the range of the crustal thicknesses inferred from seismic profiles (Díaz & Gallart, 2009). Mesozoic thinning is constrained in the Maestrat Basin where an initial crustal thickness of 23–26 km equivalent to 40 km of extension or a cumulative stretching factor $\beta = 1.37$ are inferred (Salas et al., 2001). However, as noted by Salas et al. (2001), the important variability in Mesozoic sedimentary infill throughout the Iberian chain implies a variability in crustal thinning as well. For instance, the Valencia through (Columbrets Basin) preserves a 10-km-thick Mesozoic succession overlying an extremely thinned continental crust of less than 4 km (Etheve et al., 2018). Iberian rift basins are predominantly infilled by shallow-marine carbonate deposits, although significant clastic supply is preserved in marginal areas such as the Cameros basin (Salas et al., 2001). The transition from synrift to postrift phases is marked by the deposition of white sandstones of the Utrillas Formation that came from Ordovician metasedimentary rocks and orthogneisses, Permian volcanic rocks, and Triassic sandstones from the Iberian massif during intense weathering (González-Acebrón et al., 2017).

The transition recorded in the Iberian rift basins is proposed to reflect the evolution from a left lateral transensional system in northern Iberia, including the Ebro block from the Late Jurassic–Early Cretaceous times, to localized orthogonal extension during the Albian in the Pyrenees (Nirrengarten et al., 2017, 2018; Tugend et al., 2015). According to this model, about 70 km of extension is accommodated in the Iberian rift system, whereas almost 100 km of extension is resolved in the Pyrenean rift system. The second Albian–Cenomanian

extension, which led to crustal hyperextension and mantle exhumation in the Pyrenees is outlined by a contemporaneous low-to-very low metamorphic event that not only is well expressed in the Cameros basin but is also described in the Maestrat Basin (Casquet et al., 1992; Salas et al., 2005; Figure 1b).

The onset of convergence in the Iberian rift basin is poorly constrained. There is evidence of Late Cretaceous compressional deformation in the Cameros basin, although some authors suggested that it perhaps reflects a far-field effect of Pyrenean rift extension (Casas-Sainz & Gil-Imaz, 1998). For comparison, the signature of the initiation of collision in the Pyrenees occurred in the Late Cretaceous (~70 Ma) as recorded by the onset of cooling in siliciclastic sediments of the northeastern Pyrenees and subsidence pattern (Mouthereau et al., 2014; Rougier et al., 2016). A regional cooling event from 50 to 35 Ma is recorded throughout the Pyrenees that signs the paroxysm of collision in the Pyrenees and positive feedback between erosion and tectonics (Vacherat et al., 2016, 2017). Low-temperature thermochronology data in the Cameros basin further suggest the onset of mature collisional orogeny from the early Eocene to the Oligocene (Del Río, Barbero, & Stuart, 2009). Shortening ceased in the Cameros basin in the Tortonian–Messinian (late Miocene) as evidenced by undeformed sediments overlying the northern Cameros thrust (Figure 2; Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). Across the northern branch of the Iberian chain (Figure 1), a total shortening of 57 km is estimated (Salas et al., 2001), distributed between 38 km of shortening in the Cameros basin (Guimerà et al., 1995) and 19 km of shortening across the Aragonese branch and the Castillian-Valencian branch (Guimerà, 1988; Salas et al., 2001). Across the southwestern part of the Iberian chain, shortening is supposed to have reached 75 ± 12 km (Salas et al., 2001).

3. Cameros Basin

The Cameros basin is located in the northwestern extremity of the Iberian chain. It forms an asymmetric sag basin 120 km long and 90 km wide, which contains Late Jurassic to Early Cretaceous synrift sediments with a maximum thickness of 6.5 km (Mas et al., 2011; Omodeo Salé et al., 2014) to 8 km (Casas-Sainz & Gil-Imaz, 1998; García-Lasanta et al., 2017; Figures 2a and 2b). Two thrust fronts separate the Mesozoic basin from the Cenozoic Ebro and the Duero basins to the north and to the south, respectively. The Cameros basin is surrounded by the Demanda and Montecayo massifs located to the west and east, respectively. These two massifs are made of Paleozoic and Triassic rocks (Figure 2a). The Cameros basin was affected by Alpine shortening of 38 km, which is mostly taken up by the Cameros northern front thrust (Salas et al., 2001; Figures 2c and 3a). A maximum vertical thickness of 3.5 km of Eocene to Oligocene alluvial and fluvial sediments are currently present in the footwall of the northern thrust (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997; Figure 2c).

3.1. Stratigraphy and Depositional Environments

The Cameros basin depositional sequences are characterized by sandstones, claystones, and limestones deposited in lacustrine, alluvial, and fluvial environments as well as coastal wet land with episodic marine incursions (Alonso & Mas, 1993; Guiraud & Seguret, 1985; Mas et al., 2011; Quijada et al., 2010; Suárez González et al., 2010). Sedimentation occurred during two successive synrift episodes of high subsidence rates from 151 to 142 Ma (Tithonian–Early Berriasian) and during 129–109 Ma (Barremian–Early Aptian; Omodeo-Salé et al., 2017). Synrift sediments are classically subdivided into five “Wealdian-type” lithostratigraphic units comprising the Tera, Oncala, Urbion, Enciso, and Olivan Groups from bottom to top, respectively (Beuther, 1966; Tischer, 1966). Each sequence thins progressively toward the north above the prerift Early Jurassic carbonate substratum (Figure 2c), arguing for an apparent northward migration of the basin depocenter during extension. Below the northern tectonic limit of the Cameros basin, the postrift sequence consists of 100 m of late Albian–Cenomanian sandstones (Utrillas Formation) and 200-m-thick Late Cretaceous marine limestone. In the south, the Late Cretaceous sequence reached 500 m (200 m of Utrillas sandstones overlain by 300 m of marine limestone). Above the Cameros basin, a maximum thickness of ~700 m is estimated for the overall late Albian to Paleocene postrift sequence deposits (Omodeo Salé et al., 2014; Salas & Casas, 1993). Borehole data at the thrust front (Arnedo-1 and Demanda-1) show a lack of Wealdian-type sedimentary sequences, whereas further north (Rioja-1) in the Ebro foreland basin these deposits are 250–800 m thick (Lanaja, 1987).

Alternative stratigraphy architectures have been proposed for the synrift deposits (e.g., Omodeo-Salé et al., 2014) based on the recognition of depositional sequences. Although the lithostratigraphy may not resolve

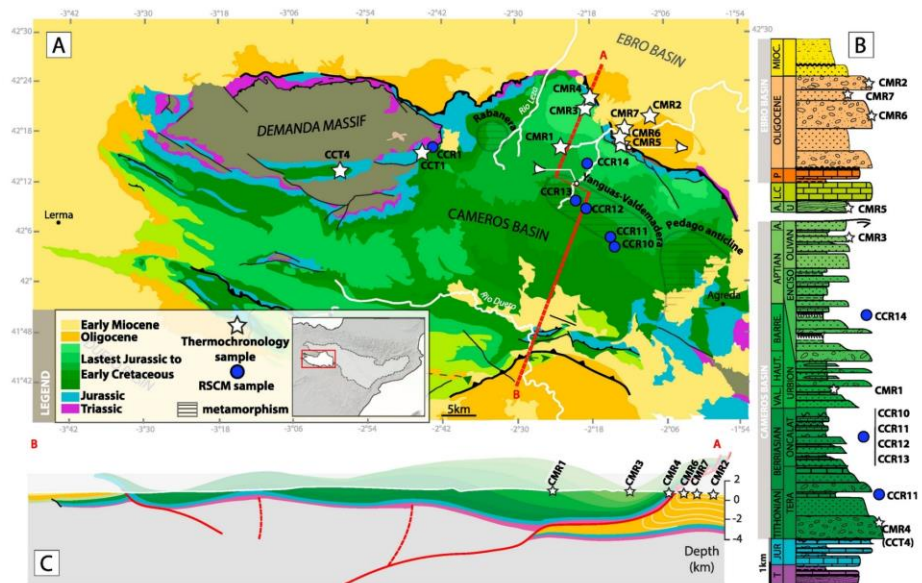


Figure 2. Geological map and stratigraphy of the Cameros basin modified from the 1:50.000 scale geological maps of Spain (Munilla map) included in the Magna50 series available for download at info.igme.es. (a) Geological map of Cameros including sample and cross-section locations. (b) Synthetic lithostratigraphic successions of the Cameros basin compiled after Mas et al. (2011) and Salas et al. (2001) and the adjacent Ebro basin. (c) North-south cross section of the Cameros basin with locations of low-temperature thermochronological samples and RSCM (Raman spectrometry on carbonaceous materials) constraints.

some details of the stratigraphy of the Cameros basin, we chose to refer to the lithostratigraphic subdivision used to argue the architecture presented in the structural model of Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998). This model is taken as the structural model of reference from which our data are discussed. It should be noted that throughout the paper our depositional ages refer to the lithostratigraphic subdivisions presented on the 1/50.000 scale map of Munilla (see Figure 2).

3.2. Structure of the Cameros Basin and Tectonic Models

Seismic reflection profiles made across the Cameros basin and field measurements reveal the remarkable continuity of the prerift Jurassic and Triassic layers below the synrift sediments (Casas et al., 2000; Casas Sainz, 1993; Casas-Sainz & Gil-Imaz, 1998; Casas-Sainz & Simón-Gómez, 1992; Omodeo Salè et al., 2014; Figure 2c). The lack of normal faulting and the tilt of prerift strata onto the reactivated normal fault has questioned ways in which extension is accommodated. Another key observation is that synrift strata are the thinnest toward the northern margin of the basin near the contact with the putative reactivated normal fault (Figure 2c). This is at odds with a classical rolling-hinge model in which sediments are expected to thicken toward the fault. Three main tectonic models have been debated over the past 20 years to explain these observations. Guiraud & Seguret (1985) proposed the Cameros basin formed as a syndepositional syncline, in which deformation and subsidence accommodated basement tilt and faulting by a detachment in the weak Triassic gypsum and clay layers. The proposed coexistence of synextensional compression structures (axial-fold cleavages) led the authors to propose the basin developed in a releasing bend along two hypothetical N60°E sinistral strike-slip faults. The Alpine reactivation of the detachment and the basement fault to the north is considered as minor. Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998) together with Casas et al. (2009) and García-Lasanta et al. (2017) consider the Cameros basin formed as an extensional syncline above a detachment in weak Triassic layers. A major difference from the previous model is that the thin-skinned detachment system roots at depth into the basement on a low-angle crustal detachment. This model better accounts for subsurface constraints attesting for 30 km of northward transport of the basin over the Ebro

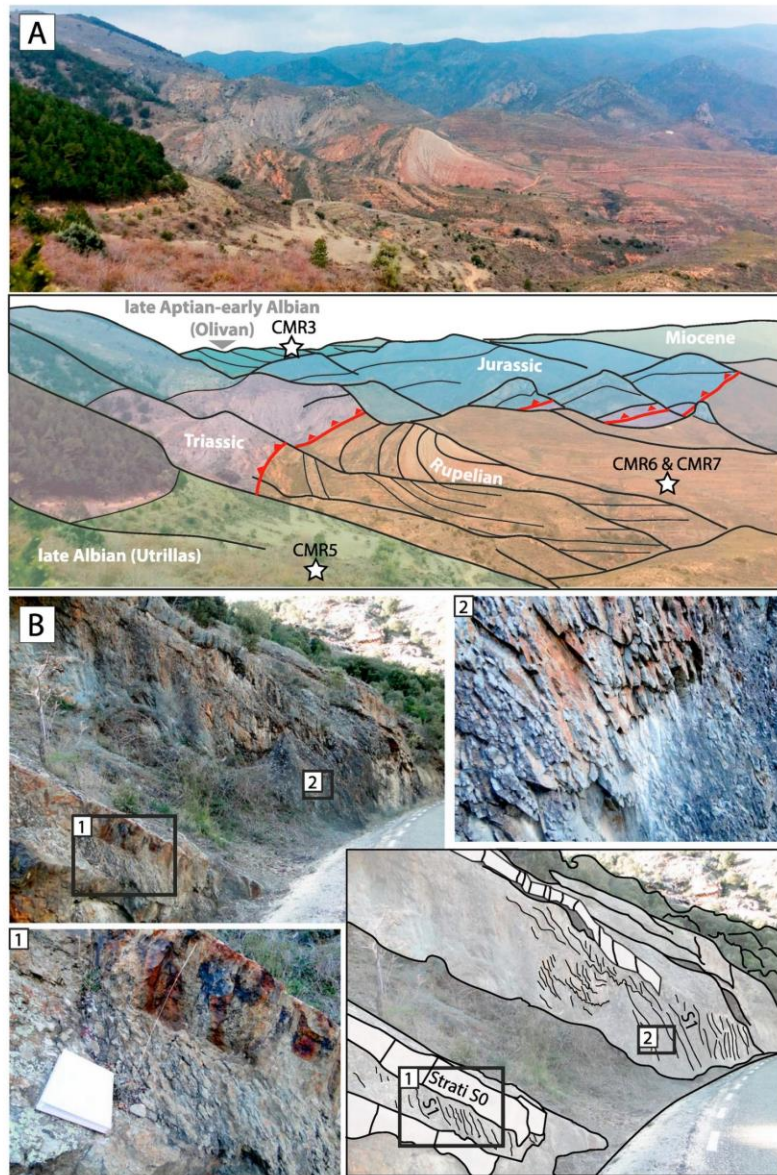


Figure 3. Field photographs of the Cameros basin (see Figure 2a for location). (a) Northern thrust front of the Cameros basin modified from Mas et al. (2011). Stars represent the approximate position of the sample. (b) Evidence for cleavages in the Urbion Group at the northern extremity of the Yanguas domain.

basin Cenozoic sediments. Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998) explain the occurrence of Early Cretaceous shortening as the result of far-field stress transfer arising from the onset of seafloor spreading in the Bay of Biscay. For Mas et al. (1993), Guimerà et al. (1995), and Omodeo Salè et al. (2014) the Cameros basin results from the northward migration of the basin axis, controlled by the fault ramp located in the deep Paleozoic basement. While the syncline widens the synrift sediments onlap on the basin substratum. The

thrust ramp responsible for the inversion of the basin is interpreted as a newly formed structure unrelated to the Mesozoic extension.

Despite their differences, all studies account for the occurrence of an extensional low-angle detachment at the base of the cover or/and in the basement. Here we do not intend to discuss the alternative models in detail but rather complement the set of available constraints by new thermochronological analyses in order to shed new lights on the tectonic and thermal evolution of the Cameros basin in the context of the IEPB evolution.

3.3. Albian-Coniacian Metamorphism and Peak Temperature in the Cameros Basin

The Cameros basin recorded low-to-very low greenschist facies metamorphism, indicated by the occurrence of chloritoid and pyrophyllite (Guiraud & Seguret, 1985). Casquet et al. (1992) dated the metamorphism to 108–86 Ma (Albian–Coniacian) using K/Ar dating on authigenic illite. Metamorphism therefore postdates the main rifting events.

At first order, the metamorphic domain is limited to the north of the Oncala anticline (Figure 2a). Inside this domain, peak temperatures and distribution of metamorphic zones are highly heterogeneous as reflected by vitrinite reflectance (VR), chlorite thermometry, thermochronological, and fluid inclusions data (Del Río, Barbero, & Stuart, 2009; Del Río, Barbero, Mata, & Fanning, 2009; González-Acebrón et al., 2011; Omodeo-Salé et al., 2016, 2017). They can be defined by three NW-SE oriented zones: the Yanguas-Valdemadera zone, the Rabanera River zone, and the Pegado anticline zone (Figure 2a). The Yanguas-Valdemadera zone stretches ~150 km and exhibits the highest temperatures (350–370 °C; Mantilla Figueroa et al., 2002; Figures 2b and 3b). The Rabanera River and Pegado anticline zones have a smaller extent and show temperatures between 195 and 350 °C (González-Acebrón et al., 2011; Mantilla Figueroa et al., 2002). The origin of the Albian–Coniacian metamorphism remains unclear, and factors invoked are dependent on the structural model considered. For instance, the model of Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998) implies sediment thickness up to 8 km, which provides support to burial as the main driving mechanism. Mas et al. (1993) in their model assume 6.5 km of total sediment thickness, hence minimizing the role of sediment burial (Guimerà et al., 1995).

In support of these different structural models, different paleogeotherms have been estimated. Based on fluid inclusions (Mata et al., 2001) and thermochronological data (Del Río, Barbero, & Stuart, 2009), a minimal metamorphic paleothermal gradient of ~70 °C/km has been measured for the metamorphic domain assuming a sediment thickness of 8 km. By contrast, based on subsidence data in the southern and northern Cameros basin, a lower paleogeothermal gradient of about 41.5 °C/km is derived from paleoheat flow value of 64 mW/m² obtained at the end of the postrift phase by Omodeo-Salé et al. (2017). They also infer based on 2-D thermal modeling that the Cameros basin experienced low crustal thinning. To explain high temperatures documented in the basin, they invoke the circulation of hot fluids, which is supported by the analyses of fluid inclusions and petrographic textures on the organic matter. In addition, the observation that more permeable sedimentary layers show higher metamorphic grade independent of their stratigraphic position supports close relationships between metamorphism and fluid pathways (Alonso-Azcàrate et al., 1995; Barrenechea et al., 2001; Mantilla Figueroa et al., 1998; Omodeo-Salé et al., 2017). Altogether, burial, high heat flow related to lithospheric thinning, and the occurrence of hot fluids certainly explain the Albian–Coniacian metamorphism. However, the relative importance of the different factors is yet to be defined. A second phase of hydrothermal alteration has also been described and dated at 40 ± 5 Ma with illite K/Ar dating (Mantilla Figueroa et al., 2002). This second thermal event is well characterized in the eastern part of the Cameros basin in the Pegado anticline, and temperatures measured for this second peak range between 281 and 305 °C (González-Acebrón et al., 2011). It is, however, still unclear if this event corresponds to a second fluid flow event or to cooling during Albian–Coniacian retrograde metamorphism (González-Acebrón et al., 2011; Mantilla Figueroa et al., 1998, 2002).

3.4. Overview of Low-Temperature Constraints in Northern Iberia and the Cameros Basin

3.4.1. Low-Temperature Thermochronology Data From the Cameros Basin

AFT data published by Del Río, Barbero, and Stuart (2009) form the basis of the thermochronological data set available in the Cameros basin. AFT age populations range from 21 ± 5 to 127 ± 25 Ma. Except for the Oliván Group, all samples in Del Río's study systematically reveal AFT populations younger than the stratigraphic age, indicating that synrift samples have been heated to about 120 °C during their postdepositional

history. Del Río, Barbero, and Stuart (2009) also performed ZFT analyses on two samples from the Oliven (Aptian–Early Albian) and Urbion (Hauterivian–Valanginian) Groups. The Oliven sample yielded two ZFT grain age populations at 185 and 400 Ma, much older than the depositional age and therefore reflect cooling of source rocks. By contrast, a ZFT sample from the Urbion Group collected outside of the metamorphic domain yielded only one age component at 85 ± 6 Ma. This age is younger than the stratigraphic age (~ 135 Ma), suggesting heating of the sandstone at minimum temperature of 240 ± 30 °C. AHe dating performed on two samples from the south and north of the massif yielded six ages ranging from 31.1 ± 1.5 to 39.8 ± 2.8 Ma. AFT, ZFT, and AHe cooling age populations are attributed to the first exhumation event of the massif at 55 to 40 Ma and a second exhumation event at 40–30 Ma, corresponding to the main period of contraction in the Cameros basin (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997).

3.4.2. Cooling History of Iberian Paleozoic and Mesozoic Massifs

The Cameros basin sediment source area characterization required the clarification of the Mesozoic cooling history of the main neighboring massif. The Iberian Paleozoic Massif in northwestern Iberia consists of Paleozoic sedimentary sequences intruded by late Hercynian plutons from 320 to 280 Ma (Figure 1). Based on the petrographic signature of sediments and SW-NE paleocurrent orientations, this domain is considered to be the main source of sediments deposited in the Mesozoic basins of northern Iberia and in particular the Cameros basin (Arribas et al., 2003; Ochoa et al., 2007; Tischer, 1966). The vertical motion of the source terrains is constrained by AFT data. Figures 4a and 4b show Mesozoic cooling ages ranging from Early Triassic to Late Cretaceous and (200–83 Ma) ages cluster in the western part of the Iberian Paleozoic Massif. The age cluster become progressively older eastward in the Cantabrian belt where Triassic to Jurassic grain ages are documented. The west central Cantabrian Mountains exhibit a pattern of Late Cretaceous and Cenozoic AFT cooling ages.

Time-temperature paths inferred from inverse thermal modeling available from the literature allow resolving cooling history patterns for the Iberian Paleozoic Massif (Figure 4b). The Western Cantabrian massif reveals rapid cooling during two successive events in the Early and Late Jurassic at 190 ± 20 and 150 ± 10 Ma (Grobe et al., 2010; Figure 4b). A slower cooling history characterized by an onset of cooling in the Permian is inferred slightly to the east (Botor & Anczkiewicz, 2015; Figure 4b). A more complex time-temperature history with less well resolved Early Jurassic to Late Cretaceous cooling events is documented in the central Iberian system (Bruijne & Andriessen, 2002, Figure 4b). Permian to Early Cretaceous ZFT cooling ages reported in the Catalan coastal range are inferred to reflect several rifting episodes during Mesozoic (Juez-Larré & Andriessen, 2006; Figures 4a and 4c). A large fraction reveals an Early to Middle Jurassic age possibly related to a reequilibration following the Triassic thermal pulse of the first Mesozoic rifting phase. Although of major kinematic importance for Iberia, the Aptian–Albian event can only be indirectly inferred from a small number of time-temperature paths from the central Iberian system (Bruijne & Andriessen, 2002; Figure 4b).

Numerous low-temperature analyses over the last 20 years have been carried out in the Pyrenees (Bosch et al., 2016; Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Herman et al., 2013; Jolivet et al., 2007; Labaume et al., 2016; Maurel et al., 2004, 2008; Mouchene, 2016; Sinclair et al., 2005; Vacherat et al., 2014, 2016; Yelland, 1991). They show that most of the AFT data yield early Eocene to late Oligocene cooling ages (Figure 4a).

However, thermal heating relative to the lithosphere thinning and the mantle exhumation are also well recorded in the Albian synrift sediments of the northern Pyrenees by ZHe and ZFT data (Figure 4c). For instance, thermal modeling performed in the Mauleon basin shows that a high temperature of 180 °C was maintained 30 Myr after the onset of rifting at ~ 110 Ma (Vacherat et al., 2014). According to this study, the high thermal regime established during rifting is responsible for the delayed record of cooling during the Eocene although collision started in the Late Cretaceous. Only few Eocene to late Oligocene ZFT cooling ages are recorded in the eastern Pyrenees.

4. Methods and Sampling Strategy

4.1. Low-Temperature Detrital ZFT, AFT, and AHe Analyses

Seven sandstone samples were collected from synrift sedimentary rocks of the northern Cameros basin close to Arnedillo (Table 1 and Figure 2a). Samples CMR4, CMR1, and CMR3 were taken from the

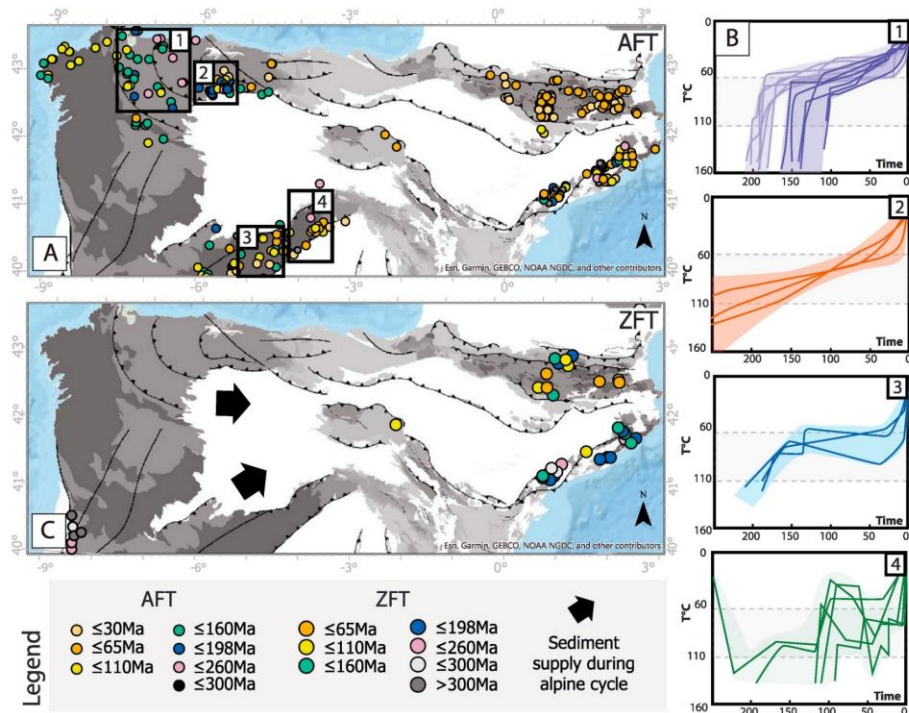


Figure 4. Existing low-temperature data sets and constraints on time-temperature evolution in northern Iberia. (a) In situ apatite fission-track (AFT) age data from Yelland (1990), Morris et al. (1998), Fitzgerald et al. (1999), Juez et Andriessen (2006), Jolivet et al. (2007), Maurel et al. (2008), Del Río, Barbero, and Stuart (2009), Grobe et al. (2010), Fillon and Van Der Beek (2012), Fillon et al. (2013, 2016), Herman et al. (2013), Botor and Anczkiewicz (2015), Bosch et al. (2016), Mouchene (2016), and Vacherat et al. (2016). In situ zircon fission-track (ZFT) age data from Maurel et al. (2008) and Sinclair et al. (2005). (c) Western Iberia thermal history $T-t$ path are modified from (1) Grobe et al. (2010), (2 and 3) Bruijne and Andriessen (2002), and (4) Botor and Anczkiewicz (2015).

Table 1
Sample Description and Location (See Also Figure 2)

Sample	Stratigraphic age, formation	Lithology	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Altitude (m)
CMR1	136 ± 3, Urbion	Sandstone	42°10'57.31"	2°20'22.99"	925
CMR2	28 ± 5	Sandstone	42°14'42.18"	2° 7'26.47"	738
CMR3	116 ± 5, Oliván	Sandstone	42°16'14.93"	2°17'35.54"	730
CMR4	157 ± 10, Tera	Sandstone	42°17'28.77"	2°17'58.39"	700
CMR5	106 ± 5, Utrillas	Sandstone	42°11'22.46"	2°12' 5.09"	936
CMR6	33 ± 5	Sandstone	42°12'15.02"	2°12'12.16"	682
CMR7	33 ± 5	Sandstone	42°12'49.77"	2°11'7.99"	676
CCT1	145 ± 5, Tera	Sandstone	42°9'42.37"	2°45'27.81"	1,410
CCT4	145 ± 5, Tera	Sandstone	42°7'55.38"	2°59'18.18"	952
CCR1	Tera	Black shale	42°10'20.16"	2°42'18.42"	1,100
CCR10	Oncala	Black shale	41°57'45.16"	2°12'21.92"	1,322
CCR11	Oncala	Limestone	41°58'59.01"	2°12'58.84"	1,240
CCR12	Oncala	Limestone	42°3'15.51"	2°18'14.67"	1,180
CCR13	Oncala	Limestone	42°4'10.94"	2°19'37.77"	1,048
CCR14	Urbion	Limestone	42°8'16.40"	2°17'18.30"	900

Kimmeridgian–Oxfordian, Valanginian–late Aptian, and late Aptian–Early Albian deposits. We note that the depositional ages of the continental synrift sediments are based on charophytes, pollens, and stratigraphic mapping (Schudack, 1987; Martín-Closas, 1989). Two sandstones (CTT1 and CCT4) were sampled at the junction between the Cameros basin and the Demanda massif in the Tera formation (145 ± 5 Ma), which overlies unconformably Paleozoic rocks (Figure 2a). We also sampled white sandstones CMR5 from the late to postrift Albian Utrillas Formation (106 ± 5 Ma) outcropping in the northern front of the Cameros basin. Three samples (CMR2, CMR6, and CMR7) were also collected below the northern Cameros thrust in Tertiary sediments from the Ebro basin. CMR6 and CMR7 are Late Oligocene sandstones, and CMR2 sandstone of Early Miocene (33 ± 5 and 28 ± 5 Ma) age.

Samples for thermochronological studies were prepared at the Géosciences Environnement Toulouse Laboratory (Toulouse, Université Paul Sabatier) and at the Institut des Sciences de la Terre Laboratory (Université Grenoble Alpes). Zircon and apatite grains were separated from approximately 8-kg bulk samples using standard heavy liquid and magnetic separation from the $<500 \mu\text{m}$ fraction. Zircon grains were mounted in Teflon® sheets, and apatite grains in epoxy. Spontaneous tracks were revealed by etching of polished internal grain surfaces. Zircons were etched with a NaOH-KOH melt at 228°C for 15 to 25 hr using the multimount technique (Naeser et al., 1987). Apatites were etched with 5-M HNO_3 at 21°C for 20 s. Irradiation for both zircon and apatite samples was done at the FRM (Forschungsreaktor München) II Research Reactor at the Technische Universität München (Germany) with a nominal neutron fluence of 2.55×10^5 and $1.329 \times 10^6 \text{ n/cm}^2$, respectively. IRMM541 and CN5 dosimeter glasses were used to determine thermal neutron flux irradiation for zircon and apatite. Muscovite mica sheets were used for external detectors (Gleadow et al., 1976). The mica detectors were etched in 48% HF (Hydrofluoric acid) at 21°C for 18 min after irradiation to reveal induced tracks.

Counting of both AFT and ZFT was done at the Géosciences Environnement Toulouse Laboratory (Université Paul Sabatier) on an Olympus BX61 optical microscope with an ocular at a total 1,000X magnification and the FT-stage 4.04 software. Fission track central ages ($\pm 1\sigma$; Galbraith & Laslett, 1993) were measured and calculated using the zeta calibration methods with International Union of Geological Sciences age standards (Hurford & Green, 1983). We measured horizontal confined track lengths and track etch pit size to determine the Dpar values for all apatite samples.

Apatites for AHe were handpicked in order to select inclusion-free crystal with a minimum of four replicate. Crystal dimension and geometry were measured along two axes. Equivalent spherical radius ranges from 40 to $80 \mu\text{m}$. AHe analyses were carried out at the Géosciences Paris-Sud Laboratory (Université Paris-Sud). AHe ages were corrected for α ejection following Ketchum et al. (2011) and Gautheron et al. (2012).

For AFT sample CMR7 and zircon sample CMR4, with more than 50 grains dated and with wide grain age distributions, we decomposed the observed grain age distributions using the automatic peak fitting routine of the RadialPlotter program v. 9.4 (Galbraith & Green, 1990; Vermeesch, 2009).

To provide better constraints on the predepositional and postdepositional thermal histories of our samples, we modeled our thermochronological data using QTQt (Gallagher, 2012; Gallagher et al., 2009) taking into account multikinetic AFT annealing and diffusion parameters for AHe.

4.2. Thermometry and Thermobarometry: RSCM Analyses, Chlorite Thermometry, and Mica-Chlorite Thermobarometry

To characterize peak temperature reached during Albian–Coniacian metamorphism, we performed Raman spectroscopy on carbonaceous materials (RSCM) in different stratigraphic units in the center and northern sector of the Cameros basin. CCR10, CCR11, CCR12, and CCR13 samples were collected from the Oncala Group (Barremian) of the Yanguas-Valdemadera domain (Figure 2a). Additional measurements were made outside of the main metamorphic domains. They include sample CCR14, which was collected from the Urbion limestone further north, and sample CCR1 in the Tera limestone on top of the Paleozoic rocks of the Demanda massif (Figure 2a and Table 1).

The RSCM study was used to quantify the degree of thermal transformation of carbonaceous materials. This process is an irreversible process; thus, the RSCM data represent the maximum temperature reached during metamorphism(s). RSCM analyses were performed at the BRGM (Bureau de recherches géologiques et

minières) Orléans using the Renishaw inVia Reflex system with a light source of a 514-nm Spectra Physics argon laser.

Renishaw WiRE 3.4 was used for spectrometer calibration and Raman measurements (e.g., Delchini et al., 2016). Ten to 28 particles of carbonaceous materials were analyzed per sample. Standard errors are given for temperature with 1σ . Temperatures between 330 and 640 °C were estimated using the calibration of Beyssac et al. (2002, 2003). For lower temperatures (200–330 °C), we have applied the extended calibration of Lahfid et al. (2010).

Additional chlorite-mica-quartz-H₂O multiequilibria thermobarometry was conducted for the CMR1 sandstone sample, which is characterized by occurrences of coprecipitated chlorite and muscovite assemblages. Quantitative analyses for mica-chlorite thermobarometry were performed at the Centre for Microanalyses Raymond Castaing (Université Paul Sabatier) using a CAMECA SXFive Electronic microprobe. The accelerating voltage was 15 kV for a beam current of 10 or 20 nA corresponding to an analyzed surface of $2 \times 2 \mu\text{m}^2$. Fluorite, albite, periclase, corundum, tugtugite, sanidine, wollastonite, pyrophanite, hematite, chromium, oxide, and barite standards were used. For chlorite thermometry, we use the geothermometers proposed by Vidal et al. (2001), Bourdelle et al. (2013), and Lanari et al. (2014).

Low-grade metamorphic temperatures reached in the Cameros basin (<400 °C) allow us to use a multiequilibrium to determine pressure and temperature conditions during the metamorphic peak event. Phg-Chl-Qtz-H₂O and Phg-Qtz-H₂O multiequilibria were calculated with Matlab using the thermodynamic model of Vidal (2001) and Dubacq et al. (2010) and the procedure detailed in Ganne et al. (2012). In this study, we only considered the phengite-chlorite equilibrium couples with a Gibbs free energy lower than 2,400 J.

4.3. Thermal Modeling

To determine the thermal history of Cameros basin, we inverse modeled our multi-thermochronometer analyses using QTQt (Gallagher, 2012; Gallagher et al., 2009). The inversion procedure determines the most robust time-temperature history and kinetic parameters of low-temperature thermochronological systems that best reproduce our data, using a Bayesian Markov Chain Monte Carlo algorithm. The multicompositional annealing model of Ketcham et al. (2007) was used for AFT. QTQt implements annealing models for very low damaged zircon (Tagami et al., 1998; Yamada et al., 2007). The fanning Arrhenius model of Yamada et al. (2007) was used here for ZFT, although minor differences are observed between the two models. Because this might not be correct for old zircon grains with Paleozoic crystallization ages that are present in our study area, we have considered the temperature inferred from the earliest phases of our thermal histories with caution. QTQt also incorporates recent kinetic models for He diffusion in apatites (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009). We have tested both diffusion models for AHe and found no significant differences. We present in this study only models using the annealing model of Flowers et al. (2009).

During the inversion procedure an initial model defined by a randomly chosen time-temperature path and kinetic parameters is generated, which are compared to the input data. All the models presented in this study are based on a stable solution obtained after 1,000,000 iterations. The final model is represented by a set of time-temperature histories for which we included the expected model (weighted mean model) and the maximum likelihood model (best data fitting model). Model setups are defined by time-temperature constraints obtained from geological data such as RSCM temperatures and timing of metamorphism and current temperature at surface and at time of deposition.

5. Results

With this study we provide 397 new ZFT ages, 132 AFT ages, and 22 AHe ages. In addition, we bring seven new RSCM temperature and 59 chlorite temperature values. In the following, we detail our thermochronological, thermometric, and thermobarometric results that are synthesized in stratigraphic order in Tables 2–4 and in the supporting information (Table S1).

5.1. ZFT, AFT, and AHe Analyses: Cameros Basin Synrift Depositional Sequence

The ZFT analyses of sample CMR4 from the Oxfordian–early Kimmeridgian deposits yielded 97 grains with ages ranging from 62 to 394 Ma. Peak fitting reveals two age components at 91 ± 11 Ma (P1, 21%) and at 165 ± 13 Ma (P2, 79%; Table 2). The youngest P1 population is 60–70 Myr younger than the depositional

Table 2
Fission-Track Data

Sample name	Mineral type	Number of grains	$\rho_d (\times 10^6 \text{ tr/cm}^2)$ Nd	$\rho_s (\times 10^6 \text{ tr/cm}^2)$ Ns	$\rho_i (\times 10^6 \text{ tr/cm}^2)$ Ni	Central age $\pm 1\sigma$ (Ma) $P(\chi^2)$	Age dispersion (%)	MDpar $\pm 1\sigma$ (μm)	MTL $\pm 1\sigma$ (μm) Nb
CMR2	Apatite	21	1.33	0.73	3.30	42.3 ± 4.0	14	2.12 ± 0.4	11.3 ± 3.5
			13265	393	1791	29%	5		
CMR2	Zircon	53	0.24	14.4	1.51	115.8 ± 5.9	18	—	—
			7439	5934	623	3.9%	—		
CMR7	Apatite	52	1.45	1.51	4.99	66.8 ± 3.8	34	2.1 ± 0.3	11.5 ± 2.3
			13265	2138	7047	0%	90		
CMR7	Zircon	57	0.26	9.61	0.78	177.6 ± 8.1	0	—	—
			7439	6431	523	8%	—		
CMR6	Zircon	42	0.26	8.96	0.79	161.7 ± 9.6	18	—	—
			7439	4619	410	9%	—		
CMR5	Zircon	48	0.26	10.2	1.01	149 ± 8	4.7	—	—
			7439	4023	388	82%	—		
CMR3	Apatite	20	1.33	0.96	5.16	37.2 ± 2.1	4.5	2.0 ± 0.3	12.2 ± 2
			13265	383	2061	64%	34		
CMR3	Zircon	23	0.26	12.4	9.16	192 ± 14	0	—	—
			7439	2729	202	50%	—		
CMR1	Apatite	19	1.35	0.35	2.69	26.3 ± 2.8	0	2.65 ± 1.3	12.6 ± 1.6
			13265	135	1044	64%	10		
CMR1	Zircon	79	0.24	7.02	1.74	57.8 ± 2.4	12	—	—
			7439	3416	846	18%	—		
CTT4	Apatite	20	1.18	0.82	5.3	27.4 ± 1.9	0.2	2.1 ± 0.3	12.9 ± 2.1
			13086	236	1529	99%	61		
CMR4	Zircon	97	0.26	10.5	1.03	142 ± 6.3	28	—	—
			7439	11145	1092	0%	—		

Note. Central ages were determined with the RadialPlotter program v. 9.4 (Vermeesch, 2009). MTL = mean track length (c-axis projected).

age (157 ± 10 Ma), indicating the zircons of this sample experienced postdepositional partial annealing. Therefore, our defined grain age peaks cannot be directly interpreted for provenance studies but provide valuable clues for the maximum temperature yielded by the Oxfordian to Kimmeridgian deposits and the timing of cooling after partial annealing.

ZFT ages of sample CMR1 collected from Valanginian deposits of the Urbion Group (Valanginian–Aptian) yielded 79 grains ranging from 24 to 137 Ma, with a central age of 57.8 ± 2.4 Ma (Figure 5). A large proportion of zircon grains (93%) are younger than the depositional age (136 ± 3 Ma), indicating the sampled rocks reached a temperature above 250 °C. The AFT central age of this sample is 26.3 ± 2.8 Ma. Sample CMR3 from the Olivan Group (Aptian–Early Albian) yielded only 23 ZFT ages ranging from 88 to 293 Ma, with a central age of 192.0 ± 14 Ma, which gives some indications about the provenance of the late synrift sediments. Ninety-two percent of the grains are older than the depositional age of 116 ± 5 Ma, indicating that CMR3 possibly experienced very moderate partial annealing after deposition. The AFT central age of this sample is 37.2 ± 2.1 Ma. CMR5 from the Utrillas Formation (late Albian–Cenomanian) yielded 46 grains with ages ranging from 83 to 495 Ma, with a central age of 149.0 ± 8.0 Ma. Most of the grains (90%) are older than the depositional age. Therefore, sample CMR5 is interpreted to be only weakly partially annealed (Figure 5).

AHe single-grain analyses performed on CCT4 yielded four ages ranging from 23 ± 3 to 31 ± 3 Ma, which are close to the AFT ages defined above (Table 3) and the AHe ages published by Del Río, Barbero, and Stuart (2009). CCT1, from the Tera formation, which is located at the contact between the Demanda and the Cameros basin, yielded six single-grain ages ranging from 27 ± 2 to 41 ± 2 Ma (Table 3). AHe ages obtained in the two samples are younger than the stratigraphic age (145 ± 5 Ma) and are interpreted as cooling ages.

5.2. ZFT, AFT, and AHe Analyses: Ebro Basin Cenozoic Deposits

ZFT analyses of CMR2, CMR6, and CMR7 samples yielded between 42 and 57 grains (Table 2 and Figure 5). They show a range of ages from 48 to 429 Ma, which are consistently older than the depositional ages, indicating no resetting after deposition (Figure 5). CMR6 and CMR7 return Jurassic ZFT central ages at 161–177 Ma, and CMR2 returns a younger Cretaceous central age of ~ 115 Ma. AFT analyses on samples

Table 3
Apatite (U-Th-Sm)/He Data Summary

Sample name	Replicate	He (cc/g)	Dimension			Geometry	Rs (mg)	Weight	F_T	^{238}U (ng)	^{232}Th (ng)	^{147}Sm (ng)	^{4}He (nccSTP)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Measured age	Corrected age $\pm 1\sigma$ (Ma)	
			H (μm)	L (μm)	L (μm)																
CMR2	A	5.32E-11	298.5	141.7	141.7	Tetragonal	76.49	12.74	0.82	0.015	0.139	0.016	4177	1.3	11.9	1.4	4.1	9.5	9.2	11.2	0.7
	B	1.19E-09	253.6	148.3	148.3	Tetragonal	75.71	9.69	0.81	0.523	0.073	0.012	123242	64.8	9.1	1.5	66.9	0.1	18.3	22.5	1.3
	D	1.33E-10	191.4	115.7	115.7	Tetragonal	66.49	5.43	0.79	0.063	0.064	0.009	24431	11.0	11.1	1.6	13.7	1.0	13.9	17.7	1.1
	E	1.18E-09	214.6	99.2	99.2	Tetragonal	53.98	4.52	0.74	0.137	1.357	0.009	261917	24.4	24.2	1.6	82.5	9.9	21.4	28.8	1.7
CMR7	F	1.28E-09	179.2	117	117	Ellipsoidal	68.18	5.45	0.79	0.177	1.058	0.009	234140	32.9	196.8	1.6	80.1	6.0	24.7	31.1	1.9
	A	1.19E-09	230.8	124.7	124.7	Tetragonal	73.19	7.74	0.81	0.187	0.758	0.018	154138	13.7	55.6	1.3	27.0	4.1	26.9	33.4	2.0
	B	4.03E-09	149.5	137.8	137.8	Tetragonal	65.10	6.28	0.79	0.358	1.317	0.011	641536	52.6	193.5	1.6	99.1	3.7	49.8	63.2	3.8
	C	1.97E-09	190	150.3	150.3	Ellipsoidal	73.39	9.29	0.81	0.299	0.191	0.010	212423	45.6	29.2	1.6	52.6	0.6	47.4	58.5	3.5
CTT4	E	1.87E-09	180.4	131.2	131.2	Tetragonal	74.25	5.18	0.81	0.304	1.477	0.009	361741	52.2	253.1	1.6	112.9	4.9	23.7	29.3	1.8
	G	1.15E-09	162.2	130.8	130.8	Tetragonal	59.54	4.28	0.77	0.163	2.059	0.011	268148	22.4	283.1	1.6	90.3	12.7	14.6	19.1	1.1
	H	1.58E-09	127.6	118.1	118.1	Tetragonal	64.96	3.90	0.79	0.183	0.700	0.008	405257	36.2	138.2	1.7	69.3	3.8	37.5	47.7	2.9
	I	3.50E-10	144.1	110.8	110.8	Tetragonal	61.59	3.73	0.77	0.046	0.433	0.007	93787	11.7	110.0	1.7	38.1	9.4	19.5	25.2	1.5
CTT1	A	1.44E-09	147.06	130	130	Tetragonal	61.6	7.89	0.78	0.351	0.629	0.007	1819903	12.3	371.4	4.792	63.2	1.8	23.5	30.3	3.4
	C	5.84E-10	119.29	85.15	85.15	Tetragonal	50.9	1.8	0.71	0.179	0.166	0.355	3245837	5.9	180.4	253.3	121.1	0.9	21.8	30.7	3.4
	D	2.16E-10	102.17	92.68	92.68	Tetragonal	51.3	1.92	0.72	0.054	0.214	0.299	1124161	13.2	307.1	427.7	54.3	4.0	16.7	23.2	3.4
	F	1.21E-10	101.16	62.13	62.13	Tetragonal	48.9	5.22	0.77	0.012	0.138	0.200	232366	90.8	2549.2	3297.9	8.5	11.5	21.7	28.1	3.4
CTT1	A	1.33E-10	112.7	65.95	65.95	Tetragonal	36.8	1.11	0.61	0.041	0.102	0.150	1197305	10.5	283.1	461.0	58.5	2.5	16.6	27.0	1.6
	B	2.69E-10	92.85	77.41	77.41	Tetragonal	40.5	1.1	0.66	0.059	0.133	0.342	2446740	0.6	363.4	549.8	65.7	2.3	23.9	36.1	2.2
	C	6.03E-10	106.75	79.63	79.63	Tetragonal	42.5	11.28	0.68	0.129	0.465	0.247	534438	3.1	1553.6	2281.9	13.3	3.6	20.7	30.4	1.5
	D	4.94E-10	118.37	90.63	90.63	Tetragonal	48	3.09	0.75	0.117	0.288	0.362	1598299	1.2	617.6	820.2	35.2	2.5	21.7	28.8	1.7
CTT1	F	7.12E-10	144.45	99.04	99.04	Tetragonal	54	3.22	0.73	0.192	0.281	0.547	2212007	1.2	674.0	923.3	33.2	1.5	22.4	30.7	1.8
	G	2.72E-09	135.52	126.4	126.4	Ellipsoidal	60	4.9	0.77	0.662	0.166	0.584	5541855	2.5	1947.3	2515.9	16.3	0.3	31.8	41.1	2.5

Table 4
RSCM Peak Temperatures for the Cameros Basin

Sample name	Nb spectra	Method	Raman parameter		<i>T</i> (°C)	<i>SD</i> (°C)	<i>SE</i> (°C)
			RA1	RA2			
CCR14	14	B		0.56	393	28	9
CCR10	15	L	0.68		330	5	2
CCR11	20	B		0.67	343	13	4
CCR12	16	B		0.65	352	23	7
CCR13	16	B		0.56	390	13	4
CCR1	18	L	0.62		300	16	4

Note. The parameter RA1_{Lahfid} (Lahfid et al., 2010) and RA2_{Beyssac} (Beyssac et al., 2002) are used to estimate temperatures <320 and >330 °C, respectively. Uncertainties are represented by standard errors, *SE* (= 1σ standard deviation [*SD*] divided by the square root of the number of measurements). See also Figure S2 for more details. RSCM = Raman spectrometry on carbonaceous materials.

CMR2 and CMR7 yielded 21 and 52 grains with ages ranging from 18 to 61 Ma and from 24 to 216 Ma, respectively. CMR7 AFT age components recovered by peak fitting analyses show two main populations at 61.6 ± 3.4 Ma (69%) and 105.7 ± 8.6 Ma (24%), and a subordinate population at 29.0 ± 7.4 Ma (7%) is also observed. Most of the grains (93%) are older than the depositional ages (33 ± 3 to 28 ± 3 Ma), which may suggest very minor postdepositional partial resetting. Average track length measurement ($n = 90$) calculated in the sample CMR7 is 11.5 ± 2.3 . CMR2 yielded 21 ages ranging from 18 ± 8 to 61 ± 13 Ma, and with a central age at 66.8 ± 3.8 Ma.

AHe analyses performed on CMR7 and CMR2 samples yielded seven to five grains, showing a scatter of age ranging from 19 ± 1 to 63 ± 4 Ma and from 11 ± 1 to 31 ± 2 Ma, respectively. Oligocene samples systematically exhibits two to three ages younger than the stratigraphic age, which indicate a possible partial postdepositional resetting.

5.3. Thermometry and Thermobarometry

RSCM analyses yielded six maximum temperatures ranging from 300 ± 16 to 393 ± 28 °C (Table 4; see Figure 2 for location) that are consistent considering the error associated to each measure. Maximum temperatures from the Yanguas domain vary between 330 ± 5 and 390 ± 13 °C. The highest maximum temperature of 393 ± 28 °C is obtained outside this domain (CCR14), near the CMR1 sample location. The western border (CCR1) of the Cameros basin reveals a lower maximum temperature of 300 ± 16 °C (Table 4 and Figure 2). Such a relatively high temperature is found at 5 km from the main depocenter and the metamorphic domain (see Figure 2 for sample location).

Figure 6 shows a coprecipitated mica-chlorite assemblage associated with interstitial calcite from the CMR1 quartzite. From this sample, 254 chlorite temperatures ranging from 104 to 539 °C were obtained using the calibration of Bourdelle et al. (2013) and Lanari et al. (2014; Figure 7a). The calibration of Vidal et al. (2001) was only applied on chlorite at equilibrium condition with white mica. This thermometer yielded 59 values with temperatures ranging from 294 to 423 °C. Temperature medians at 330, 325, and 350 °C from three independent thermometers (Bourdelle et al., 2013; Lanari et al., 2014; Vidal et al., 2001) are strongly consistent together (Figure 7b). Pressure-temperature hydration equilibrium conditions of the phengite-quartz-water assemblage equilibrium were obtained for CMR1 (Figure 7a). Concentration of the different equilibrium assemblages suggests a unique mica population. Pressures ranged from 0.6 to 5.5 kbar with a median at 1.4 kbar, consistent with data obtained from the mica-quartz-water assemblage (Figure 7a). Average equilibrium assemblage suggests pressure conditions ranging from 1.1 to 1.9 kbar, temperatures between 320 and 330 °C, and a water activity of 0.96–0.97 (Figure 7a). The best chlorite-phengite-quartz-water assemblage (smaller Δ*G*) reveals pressure and temperature conditions of 1.6 kbar and 338 °C (Table S3). Peak temperatures yielded by both RSCM and mica-chlorite equilibria are consistent with greenschist metamorphism that is dated to 108 to 86 Ma in the Cameros basin (Casquet et al., 1992).

5.4. Thermal History of the Cameros Basin and Ebro Foreland Sediments

Figure 8 shows model results for samples CMR1, CCT4, CMR3, and CMR2 with the fit of fission-track and AHe ages. The CMR1 Valanginian sandstones (depositional age of 137 ± 3 Ma) have been heated to temperatures above 400 °C in agreement with full resetting of both AFT and ZFT ages and the occurrence of greenschist facies metamorphism. RSCM temperature estimates for sample CCR14 of the Urbion Group, located just 5 km to the east, confirm postdepositional heating to a maximum temperature of 398 ± 28 °C. Timing of this thermal event is constrained by Casquet et al. (1992) to have occurred in the interval between 108 (Albian) and 86 Ma (Coniacian). Using these time-temperature constraints, we infer a phase of rapid heating of 10 °C/Myr during the Early Cretaceous, followed by cooling at 70 Ma (Figure 8). Modeling shows that a minimum temperature of 300 °C was maintained from the Albian–Coniacian thermal event to 70 Ma (Maastrichtian).

CCT4 sandstones south of the Demanda massif show a slightly different time-temperature history. AFT and AHe analyses constrain thermal evolution below 120 °C but lack resolution at higher temperatures. RSCM

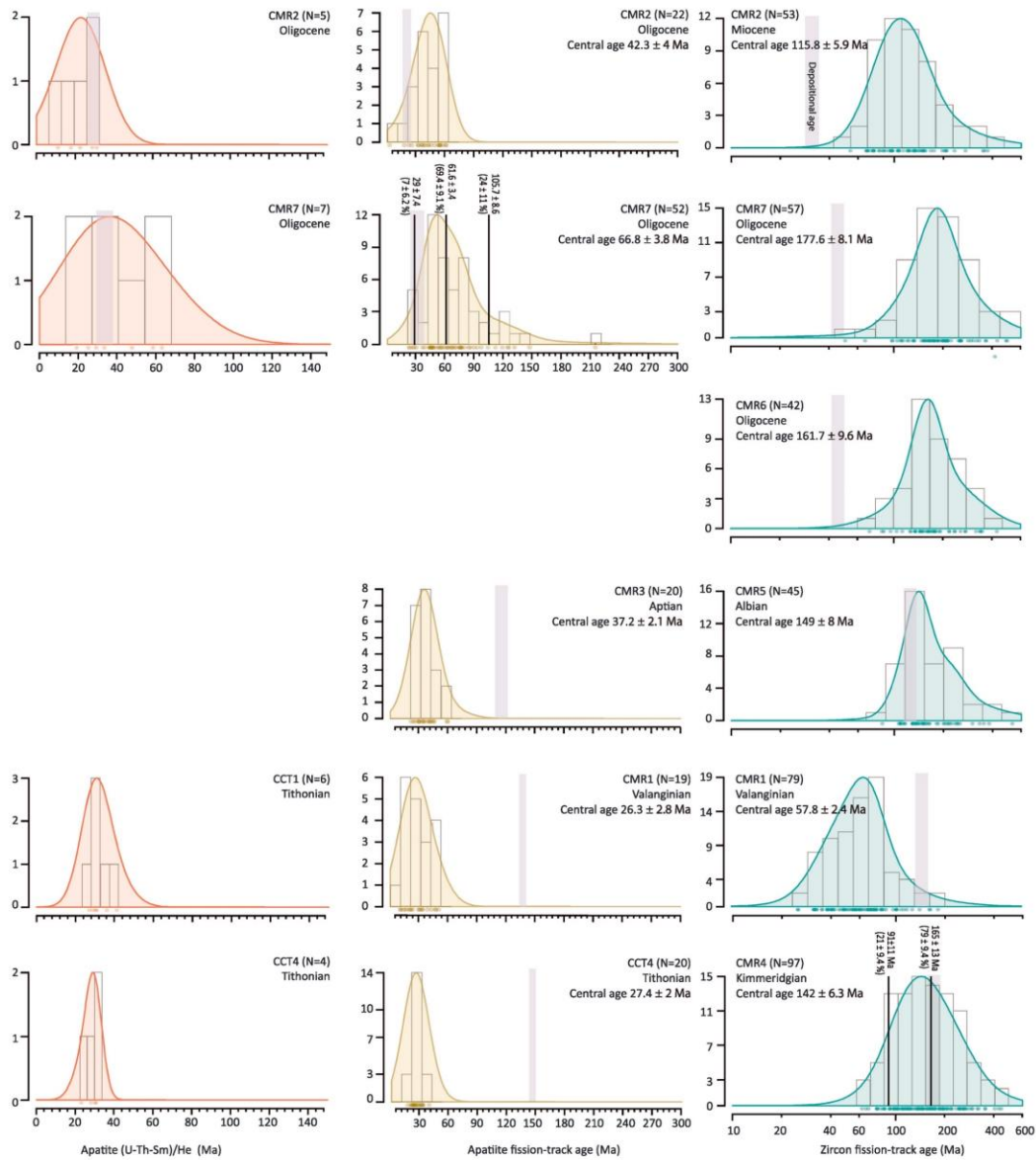


Figure 5. Fission-track kernel density plots with best fit age peaks for apatite fission-track sample CMR7 and zircon fission-track sample CMR7. Peaks were fitted using the automatic routine of the RadialPlotter program of Vermeesch (2009). Stratigraphic ages of each sample are shown as light gray bars.

data from nearby CCT1 limestones of the same Tera Group (Table 4) suggest that the Tithonian CCT4 sandstones could have reached temperatures of 300 ± 16 °C. The lack of evidence for greenschist facies metamorphism in sample CCT4 in older and presumably deeper stratigraphic position suggests that the Albian–Coniacian thermal event did not lead to characteristic mineral assemblages. This could reflect the absence of reactive fluids (and deformation?) during metamorphism.

We adopted in the modeling an RSCM temperature obtained for CCT1 that has been presumably reached during the Albian–Coniacian. Consistently with CMR1, time-temperature paths indicate CCT4

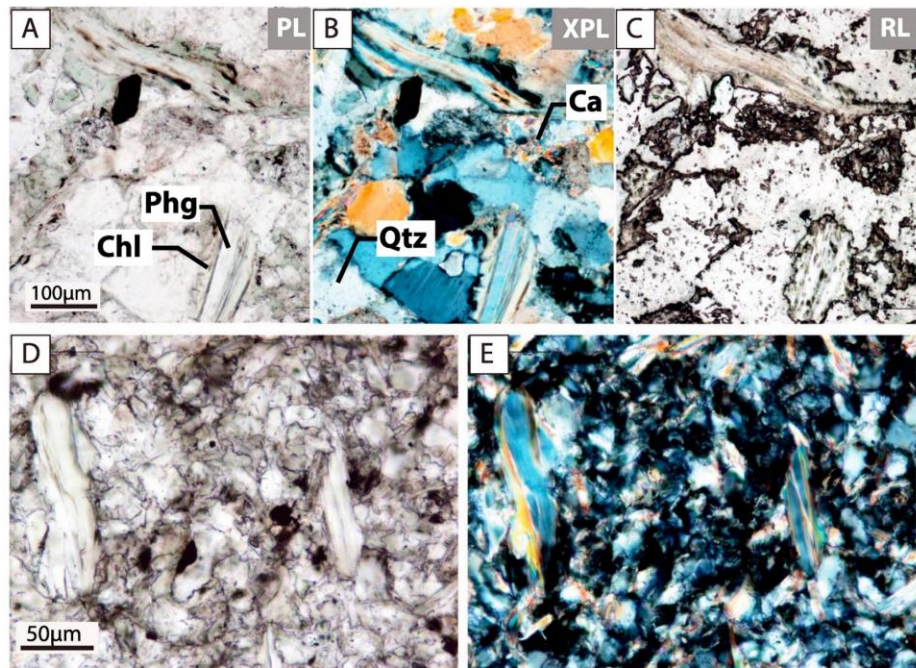


Figure 6. Thin-section pictures of mineral assemblages showing mica and chlorite crystals growing together. Chlorite (Chl), quartz (Qtz), phengite (Phg) and calcite (Ca) in CMR1 sample in (a) plane polarized light (PL), (b) cross-polarized light (XPL), and (c) reflected light (RL). Chlorite, mica, and quartz assemblage from finer fraction of CMR1 in (d) PL and (e) XPL. All the mica-chlorite couples obtained in this study originated from this finer fraction. Chlorite temperatures obtained from the different fractions are homogeneous and have similar distributions.

experienced cooling during the Late Cretaceous. From 35 to 25 Ma (Late Eocene to Oligocene) relatively rapid cooling occurred at a rate of 7 °C/Myr. Since 25 Ma (Early Miocene) onward, our sample remained close to surface temperature (Figure 8).

In contrast with models shown above, CMR3 from the Olivan Group (Aptian to Early Albian) show no clear evidence for heating above 120 °C. The Albian–Coniacian thermal event is therefore not resolved from this sample. Time-temperature paths constrain an onset of cooling at 50 Ma (Early Eocene) at an average cooling rate of 2 °C/Ma (Figure 8). This result is in agreement with a Late Cretaceous–Paleogene cooling phase in the Cameros basin, also suggested by CMR1 and CCT4 samples.

Thermal modeling of the Oligocene CMR2 sandstone sample documents postdepositional heating to a minimum temperature of 65 °C and a maximum temperature of 90 °C (Figure 8). After heating, a late cooling phase is recorded from ~20 Ma to present. The expected model shows a cooling onset at 16 Ma. Cooling occurred at rate of 8 °C/Myr until 10 Ma, followed by a reduced cooling rate of 2 °C/Myr from 10 Ma to present (Figure 8). Both models suggest accelerated cooling during the Langhian, followed by a continuous cooling until present. Postdeposition heating is also suggested to minor extent by three CMR7 AHe ages at 29.3 ± 1.8 , 25.2 ± 1.5 , and 19.1 ± 1.1 Ma, younger than the stratigraphic age (Table 3).

6. Discussion

6.1. Postrift Temperature Architecture: Geometry and Possible Causes

One of the most striking thermal features of the Cameros basin is the occurrence of greenschist metamorphism in the absence of significant overthrusting and overburden. In order to examine the relationships between the geometry of the Cameros basin and its thermal structure during the Cretaceous thermal

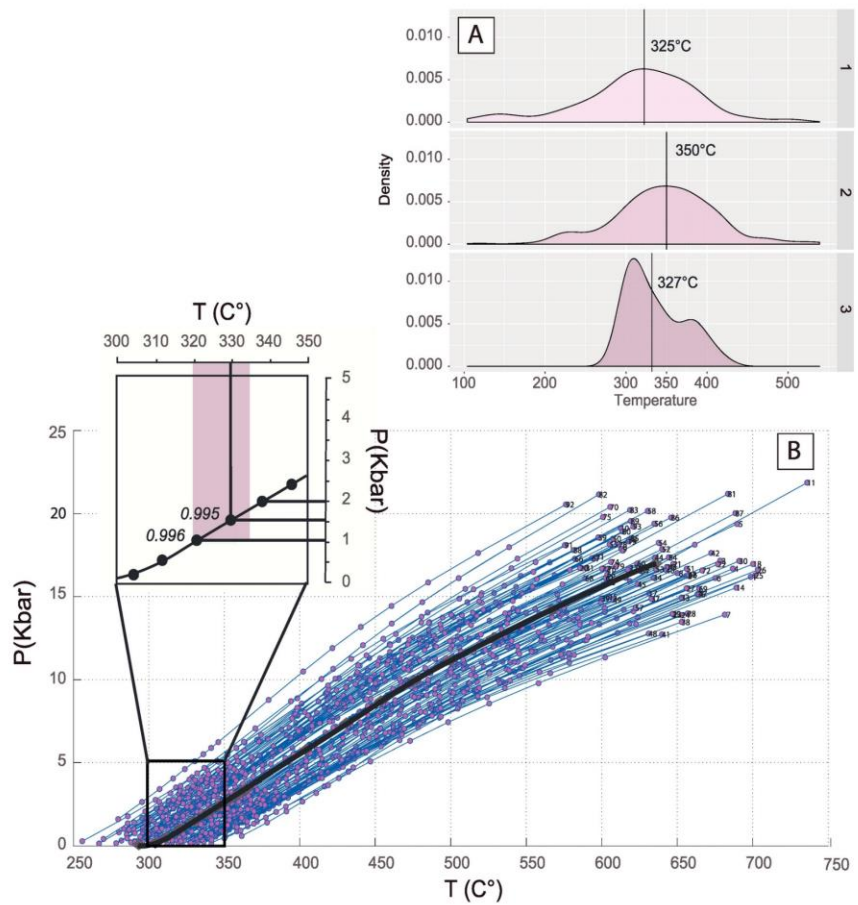


Figure 7. Thermobarometry results. (a) Temperature distributions after (1) Bourdelle et al. (2013), (2) Vidal et al. (2001), and (3) Lanari et al. (2014) thermometers. Black lines represent medians temperature for each thermometer, (b) Chl-Phg-Qtz-H₂O equilibrium assemblage distribution after Dubacq et al. (2010) thermobarometer.

event, we exploit our low-temperature thermochronological analyses together with our new Raman temperatures and existing VR data.

A transect along samples CMR4, CMR3, and CMR1 shows an increase in temperature toward the south, independently of the samples' stratigraphic position. Early synrift deposits of the Oxfordian–early Kimmeridgian (CMR4) located in the hanging wall of the north Cameros thrust show partially reset ZFT ages ($T < 240\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$), while late synrift sediments of the Aptian to Early Albian Olivan Group (CMR3) show fully reset AFT and AHe ages but unreset ZFT ages ($110\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 180\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$). Toward the center of the Cameros basin, Valanginian sandstones (CMR1) reveal full postdepositional annealing of fission tracks in apatite and zircon ($T > 300\text{ }^{\circ}\text{C}$), in line with the average maximum temperature of $330\text{ }^{\circ}\text{C}$ obtained from RSCM and chlorite thermometry. The thermal structure reflected by our data show a relationship with the increasing sedimentary thickness and/or location of greenschist metamorphism. By contrast, the lack of correlation between maximum temperatures and the stratigraphy suggests the thermal structure is inherited from precollisional stages.

Figure 9 shows a restored section of the Cameros basin during the early postrift stage (Albian–Cenomanian) just after the greenschist metamorphic event (Casquet et al., 1992; Del Río, Barbero, & Stuart, 2009). This restoration is very similar to a section proposed by Casas-Sainz and Gil-Imaz

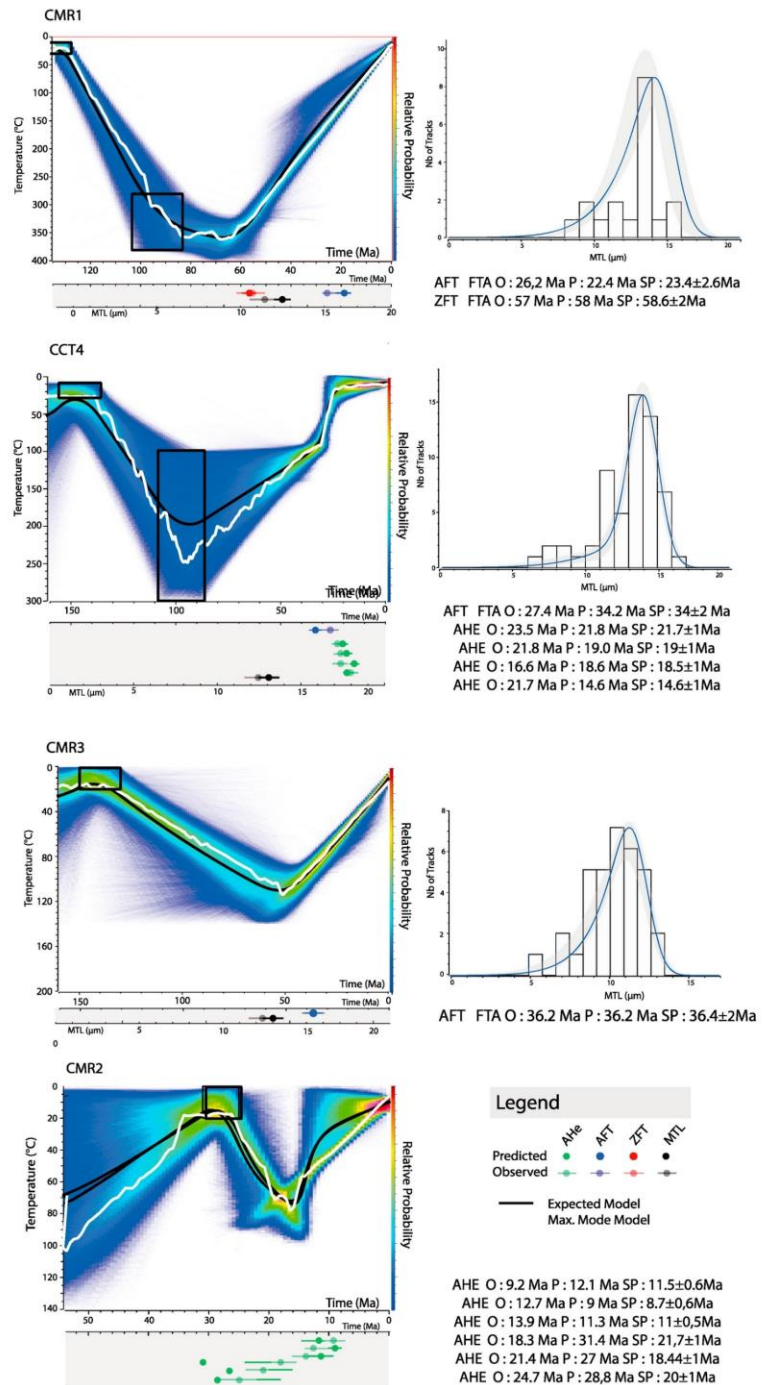


Figure 8. Thermal histories reconstructed for a selection of samples obtained using QTQt modeling approach (Gallagher, 2012). Comparison of expected versus model prediction and track-length distribution for samples CMR1, CMR3, CCT4, and CMR2 are presented.

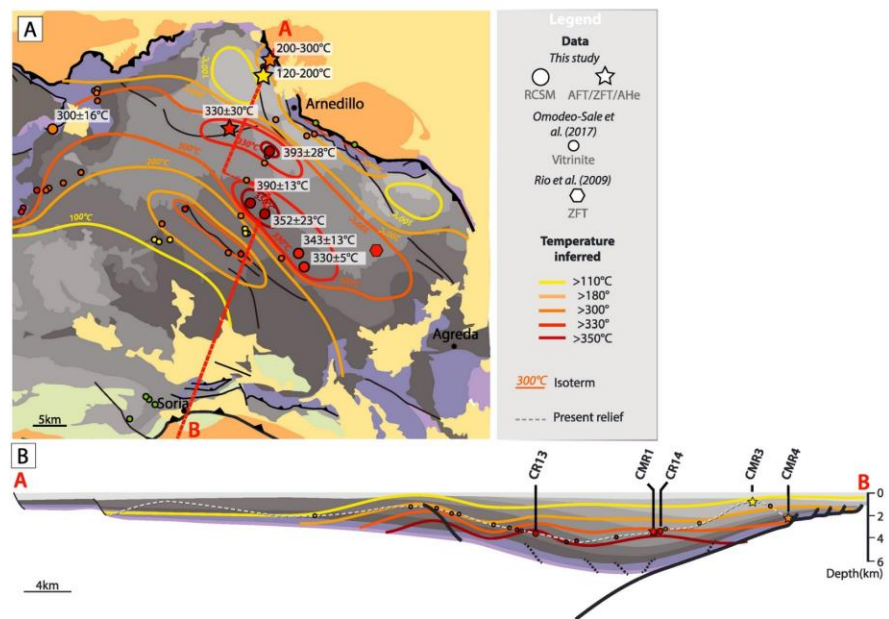


Figure 9. Spatial reconstruction of isotherms during the Albian-Coniacian. (a) Geological map of the Cameros basin with the position of the maximum temperatures inferred from different proxies. Low-temperature thermochronology was used to estimate maximum or minimum temperature limits reached during the Albian-Coniacian thermal event. Data set was completed with the reflectance vitrinite data from Omodeo-Salé et al. (2016) and with thermochronological data of Del Río, Barbero, and Stuart (2009). Temperature obtained from vitrinite are converted using the calibration of Barker and Pawlewicz (1994) for hydrothermal context (see also Table S4). (b) Restored cross-section and thermal structure during the metamorphic peak.

(1998). We have plotted on the section the original positions of our samples (CMR1, CMR3, CCR14, CCR13, and CMR4) according to the restored sediment thickness and estimated shortening. Our reconstruction estimates a maximum sediment thickness of 6.5 km. This is lower than the maximum thickness estimated in the section of Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998) and is explained by the difference in the strike of our section where the Olivan Group is thinner.

In addition, we have benefited from an independent estimate of the lithostatic pressure in the basin. Calculation of chlorite-phengite equilibrium allows determining a pressure of 1–1.6 kbar for CMR1 (Figure 7 and Table S1). Considering lithostatic pressure and densities of 2,700–2,500 kg/m³ for sediments gives us a paleodepth of 3.7–4.9 km. Combining with temperature of 338 °C, we infer a thermal gradient of 65–85 °C/km (considering a surface temperature of 20 °C). This estimate falls in the range of previous thermal gradient estimates of 70–80 °C/km obtained by Del Río, Barbero, and Stuart (2009) and Mata et al. (2001). Based on our reconstruction, late synrift sediments (CMR3) were buried to a depth of 1.5 km to temperatures of 110–180 °C, giving a thermal gradient of minimum 60 °C/km. Temperatures above 180 °C inferred from the Oxfordian–early Kimmeridgian Tera Group (CMR4) are lower than our estimate from CMR1 although it is positioned at a lower stratigraphic position. This is explained by the position of CMR4, which is located on the basin border, above the inclined extensional ramps, and therefore buried to a depth of 4 km only (Figure 9).

To complement our RSCM and thermochronological data sets, we have converted individual VR data from Omodeo-Salé et al. (2016) to temperatures with the calibration of Barker and Pawlewicz (1994). The use of burial calibration systematically yields lower temperatures compared to peak temperatures derived from RSCM and thermochronological data. By contrast, hydrothermal calibration shows more consistent results with our own data, especially where fluid circulation is observed (see Table S4 in depository).

Figure 9 shows that paleo-isotherms at the Albian–Coniacian thermal event are oblique to the main fault ramp and to the dip attitudes of sedimentary layers. The highest temperatures are also not restricted to the metamorphic area of Rabanera, Yanguas-Valdemadera, and the Pegado anticline (Figures 1 and 9). This result confirms that Albian–Coniacian greenschist facies metamorphism and associated fluid flow post-date the main rifting phase in the Cameros basin. A lack of control by extensional crustal structures suggests the observed temperature gradients result from a combination of (1) thermal blanketing effect caused by low-conductivity sediments, (2) enhanced heat transfer by high-conductivity salt layers, (3) heat advection caused by depth-dependent subcrustal thinning, and (4) hydrothermal fluids.

The close temporal connection with the Albian–Cenomanian High temperature (HT) metamorphism of the north Pyrenean basin (Bernus-Maury, 1984; Clerc, 2012; Ducoux, 2017; Golberg & Leyreloup, 1990; Lagabrielle et al., 2010) and in the Basque-Cantabrian Basin (Pedrera et al., 2017) as well as the onset of seafloor spreading in the Bay of Biscay suggests a genetic link (Figure 1b). Whereas the main cause invoked for the Pyrenean thermal event is crustal thinning and mantle exhumation (Albarède & Michard-Vitrac, 1978; Clerc, 2012; Clerc & Lagabrielle, 2014; de Saint Blanquat et al., 2016; Jammes et al., 2009, 2010; Lagabrielle et al., 2010; Lagabrielle & Bodinier, 2008; Vacherat et al., 2014), in the Cameros basin, the lack of evidence for the contemporaneous thinning event supports control by large-scale subcrustal processes on the basin thermal architecture. The upwelling of the asthenosphere associated with the onset of seafloor spreading in the Bay of Biscay is a large-scale feature that may have affected the region during the Early Cretaceous. We propose that the asthenospheric flow caused by rift migration in the Pyrenees resulted in the increase of the thermal budget in the rifted basins of northern Iberia, and especially in the Cameros basin. The combination of the circulation of hot fluids along faults and permeable units (Omodeo-Salé et al., 2017) with the mobilization of high-conductivity Triassic salt and the accumulation of low-conductivity sediments prior to and during extension could have facilitated heat transfer in the Cameros basin.

6.2. Time-Temperature Evolution From Rifting to Tectonic Inversion

In association with the Cretaceous metamorphic event, samples CMR1, CMR3, and CCT4 recorded a phase of rapid heating at a rate of 5 to 10 °C/Myr. In the deep part of the basin, CMR1 time-temperature paths show that high temperatures above 200 °C were maintained from 110 to 60 Ma. A similar timing and duration of high thermal gradient is documented in the western Pyrenean Mauleon basin (Vacherat et al., 2014). CMR1 further indicates an onset cooling phase at 70–60 Ma that is also detected by the least retentive zircons in the partially annealed CMR4 sample. In the same manner, the more retentive apatite grains, which anneal at higher temperatures, preserve a record of a Late Cretaceous cooling. Such an event is further in line with evidence of ~60-Ma CMR6 and CMR2 ZFT ages and CMR7 AFT grain population in the synorogenic Ebro basin, which were probably recycled from the erosion of Cameros basin sediments (Table 2). We infer that the 70- to 60-Ma event marks the onset of tectonic inversion of the Cameros basin. It coincides well with the onset of contraction and initial cooling event in the north central Pyrenees (e.g., Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2014).

During the late Eocene to Oligocene times (35–25 Ma) a main cooling phase is documented in the Cameros basin by both AHe and AFT data (CMR3, CTT4, and CTT1 samples in Figure 8). These homogeneous AHe ages found nearby the Demanda massif and the Cameros massif could suggest that the two units are coupled during the main contraction phase. It is also detected in Cenozoic deposits (CMR2, CMR6, and CMR7), in which the youngest AFT age population of 29 ± 7.4 Ma of sample CMR7 supports a main exhumation phase consistent with earlier studies in the region (e.g., Del Río, Barbero, & Stuart, 2009; Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). Considering thermal gradients of 30 °C/km (assuming no thermal inheritance), we estimate a maximum exhumation rate of 0.33 mm/year (cooling rates of 10 °C/Myr from CTT4), which gives a maximal total erosion of 2.3 km for this period.

A last exhumation phase is documented in the Ebro basin (CMR2; Figure 8) at ~15 Ma after a period of post-depositional heating caused by burial below Oligo-Miocene deposits. Assuming a gradient of 30 °C/km, a minimum thickness of 2 km is estimated for Chattian to Burdigalian sediments. Such a late exhumation could be consistent with the exhumation induced by Miocene thrusting on the Cameros thrust (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). According to the map shown in Figure 2, a post-15 Ma Miocene thrusting was probably short-lived because the Cameros thrust is sealed by the latest Miocene conglomerates (dated to 9 Ma according to Muñoz-Jiménez and Casas-Sainz, 1997). This scenario is consistent with our data but

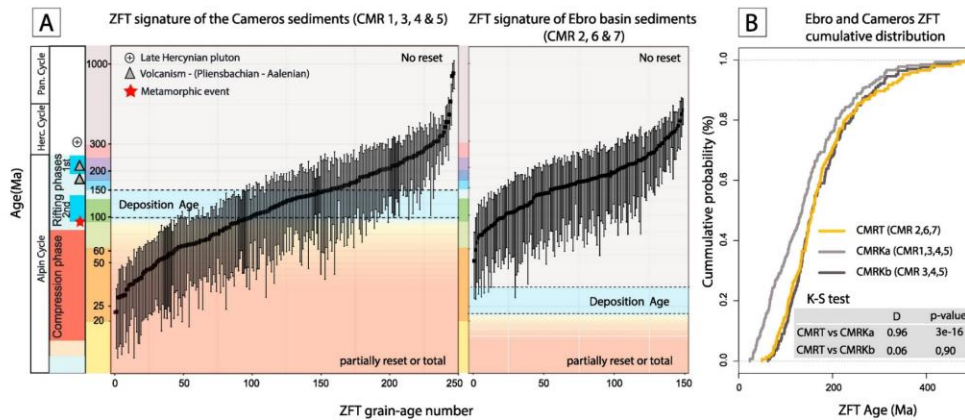


Figure 10. Zircon fission-track (ZFT) grain age cumulative distributions. (a) ZFT grain age according to grain number between the Ebro and Cameros basins. (b) Cumulative probability plot for ZFT distribution for the Ebro and Cameros sediments. The differences between the distributions of the two basins was tested using the Kolmogorov-Smirnov (KS) statistic.

cannot be resolved by thermal modeling alone, which suggests continuous cooling after 9 Ma. Additional post-9 Ma exhumation, not related to tectonics, could fit with the model results and AHe data. Altogether, our results suggest a rather slow cooling/exhumation through the AHe partial-retention zone since 9 Ma. This could fit with the large-scale postorogenic drainage reorganization in the Ebro basin inferred by Garcia-Castellanos et al. (2003) and later confirmed by thermal modeling in the southern Pyrenees (Fillon et al., 2013) at this time.

6.3. Sediment Recycling Through the Orogenic Cycle

Figure 10a shows the cumulative distribution of individual detrital ZFT grain ages in sediments of the Cameros basin (samples CMR1, CMR3, CMR4, and CMR5) and the Ebro foreland basin (samples CMR2, CMR6, and CMR7). They share first-order resemblance for Mesozoic and Late Paleozoic ZFT grain-age cumulative distribution (Figure 10). The young Cenozoic ZFT ages of the reset sample CMR1 are not observed in the foreland basin, indicating that sediments equivalent to CMR1 were not the source of the Oligocene–Miocene deposits. The good concordance is confirmed for Mesozoic and Late Paleozoic ZFT ages by the Kolmogorov-Smirnov test, which is used to compare the age distributions of two samples (Press et al., 1992). The distribution variation between CMRT (CMR2, CMR6, and CMR7) and CMRkb (CMR3, CMR4, and CMR5) is small relative to the variation expected by random sampling (Figure 10b). The *p* value represents the chance that the difference between the distributions of two samples can be due to a random sampling alone. The Kolmogorov-Smirnov test shows a *p* value of 0.9, which reveals a probability of 90% that the variation observed might be due to a random chance alone. However, in case zircon grains from CMR1 are added to the total distribution of the Cameros samples (CMRka), the variation observed with CMRT distribution is very high (*D* = 96%). The probability that this variation might be due to a random sampling only is >5% and implies that the variation between the two distributions might not be due to a random sampling alone. This confirms that the rock sample CMR1 was not at the surface during the Oligocene to early Miocene times.

As shown in Figure 5, both Jurassic (160–180 Ma) and Early Cretaceous (90–115 Ma) ZFT ages are present in Oligocene–Miocene foreland basin deposits and the synrift sediments. Considering the large uncertainties on peak ages, the population at 116 ± 6 Ma (ages ranging from 58 to 333 Ma) found in the Cenozoic sediments is roughly concordant with reset zircon grain ages of 91 ± 11 Ma (ages ranging from 62 to 394 Ma) found in the Oxfordian to early Kimmeridgian sandstones (CMR4), which are found close to the metamorphic domains.

We deduce that the erosion of the Albian–Coniacian series in the northern Cameros thrust is probably the main source of the Oligocene–Miocene sediments in the foreland basin. The lack of ZFT age population of

56 Ma from the Valanginian series (CMR1), in the Ebro basin, suggests these series were not at the surface during the Oligocene.

The Early–Middle Jurassic ZFT ages (160–190 Ma) found in the foreland basin sediments point to cooling associated with the Triassic to Middle Jurassic rifting phase in the northern Atlantic (Murillas et al., 1990; Nirrengarten et al., 2017; Rasmussen et al., 1998). They further fit with the Pliensbachian to Aalenian magmatism recorded in the Iberian Range (Martínez-González et al., 1996; Ortí & Vaquer, 1980). Together with the fact this timing only slightly postdates Central Atlantic magmatic province magmatism at ~200 Ma (Marzoli et al., 1999), their data provide additional evidence for high thermal lithospheric conditions at the beginning of the Jurassic.

Several thermochronological studies, mainly based on AFT data, have independently documented that the basement of the West Iberia margin cooled during the Early to Middle Jurassic (Bruijne & Andriessen, 2000, 2002; Grobe et al., 2010; Figure 4). The younging pattern of AFT ages suggests a direct relationship with crustal thinning encompassing a period of distributed deformation in an intracontinental rift system in North Atlantic, IEPB, and Ligurian Tethys. This event likely promoted denudation on the rift shoulders, thus explaining part of the Late Jurassic cooling episode. Assuming that during the Early Jurassic rocks cooled in 10 to 30 Myr through ZFT and AFT partial annealing zones, a maximum exhumation of 7 km is inferred from ZFT data (assuming a normal temperature gradient of 30 °C/km and a surface temperature of 20 °C). Petrofacies and sedimentary studies of the second phase of rifting associated with the Late Jurassic–Early Cretaceous infill reveal source rocks located in the Iberian massifs, including the Asturian-Leonese massif in the west and the nearby Iberian central system (Arribas et al., 2003; González-Acebrón et al., 2013). Altogether, these data point to the generation of the first clastic sediments during an Early–Middle Jurassic exhumation event that were then recycled, transported, and trapped in the Cameros basin from the Late Jurassic to Early Cretaceous and ultimately recycled in the Cenozoic Ebro foreland basin.

6.4. Placing the Cameros Basin Evolution Into the Evolution of the IEPB

Our results allow placing constraints on the Mesozoic and Cenozoic time-temperature evolution of the Cameros basin. The results are used to propose a schematic sequential restoration of the IEPB across the Cameros basin and the western Pyrenees and examine the paleogeographic evolution of northern Iberia in general since the Late Jurassic (Figures 11 and 12).

6.4.1. Jurassic Rifting in Northern Iberia and the Cameros Basin (180–120 Ma)

The Late Triassic to the Hettangian period expresses the tentative connection between the North Atlantic domain and the Alpine Tethys domains (e.g., Salas et al., 2001). Major diachronous unconformities, subsidence partitioning, and volcanism occurred in the Early to Middle Jurassic, contemporaneous with several local extensional episodes and NW-SE fault reactivation documented from Aalenian to Bajocian (180–172 Ma; Aurell, 2002; Aurell et al., 2003; Fernández López & Gómez Fernández, 1990; García-Frank et al., 2008; Ortí & Vaquer, 1980; Ureta, 1985). This first extension phase was followed by thermal relaxation evidenced by a slow subsidence phase, which preceded the second phase of rifting in northern Iberia during the Oxfordian to Early Cretaceous times, leading to Bay of Biscay opening in the Aptian.

During the Late Jurassic (Oxfordian)–Early Cretaceous (Barremian) times a second phase of rifting occurred. This episode corresponds to the onset of localized deformation at 145 Ma in the North Atlantic associated with necking and hyperextension (e.g., Nirrengarten et al., 2018). It is expressed in our study area by the location of deformation on the fault-bounded domains of the Ebro block and the Iberian rift basin. The individualization of Ebro block during the Jurassic and the onset of siliciclastic influx to the Cameros basin reflect the development of NW-SE trending basins and highs (Bulard, 1972; Wilde, 1990; Figure 12). This is consistent with plate reconstructions in which the eastward motion of Iberia is accommodated by strike-slip movements along a major NW-SE trending fault zones in the Iberian Range (Nirrengarten et al., 2018).

This rifting prefigures the Bay of Biscay opening in the Aptian. As for the Columbrets basin and its equivalent, the Parentis basin, the Triassic evaporites played an important role in the accommodation of extension and the preservation of the prerift Jurassic platform (Etheve et al., 2018; Ferrer et al., 2012; Ortí et al., 2017; Suárez-González et al., 2016). From the Late Jurassic to Aptian times, extension and salt mobility in the Cameros basin allowed sliding of the prerift Jurassic carbonate rocks and reduction of evaporite thickness along the extensional ramp (Figure 11a). In addition to the thinning of the lithosphere, salt-related

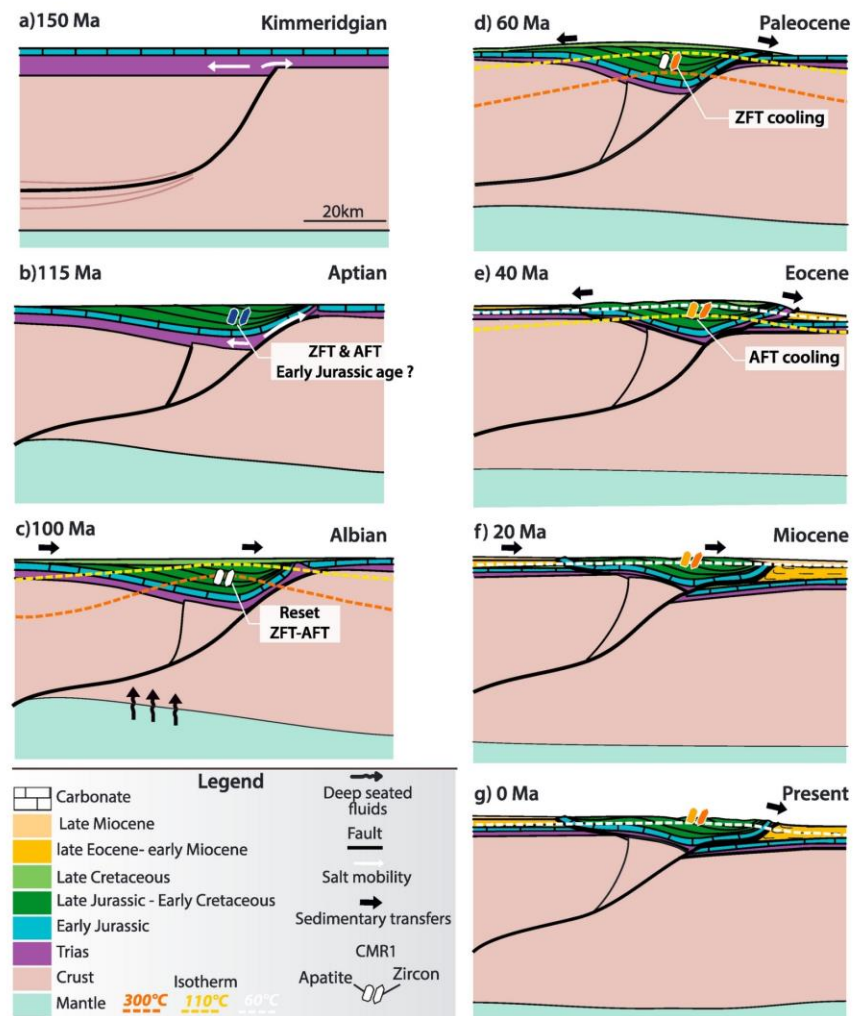


Figure 11. Schematic reconstruction of the Cameros basin exhumation from the Late Jurassic to present. (a) Onset of extension. Salt mobility allows sliding of the prerift Jurassic carbonate rocks along the extensional ramp. (b) Ongoing extension. Deposition of synrift sediments containing Early Jurassic fission-track cooling ages, supplied from the Western Iberian uplift. (c) End of extension and emplacement of mantle thermal anomaly. Note the full resetting of the CMR1, which loses its former pre-Albian cooling age signature. (d) Onset of tectonic inversion. Zircon fission-track (ZFT) grains in CMR1 cools through the 300 °C isotherm and records cooling at ~55 Ma. (e) Main exhumation phase. Apatite fission-track (AFT) grains of the CMR1 sample cool below the 110 °C isotherm recording a new cooling age at ~26 Ma. (f) Ebro basin endorheic phase. CMR1 was not exposed at the surface during the Early Miocene time. (g) Current configuration of the Cameros basin.

mobility allowed the formation of synrift basin filled by erosion of the western Iberian massif to explain the occurrence of Early Jurassic fission-track cooling ages in the Cameros basin (Figure 11b).

6.4.2. Early Cretaceous Rift Localization in the Pyrenees and Change in Thermal Structure in the Cameros Basin (110–80 Ma)

Extension in the Cameros basin was terminated by the late Aptian to Albian. From this time onward, deformation migrated northward to the western Bay of Biscay leading to seafloor spreading. In the Pyrenees, this event is characterized by hyperextension in the continent and mantle exhumation associated to high-

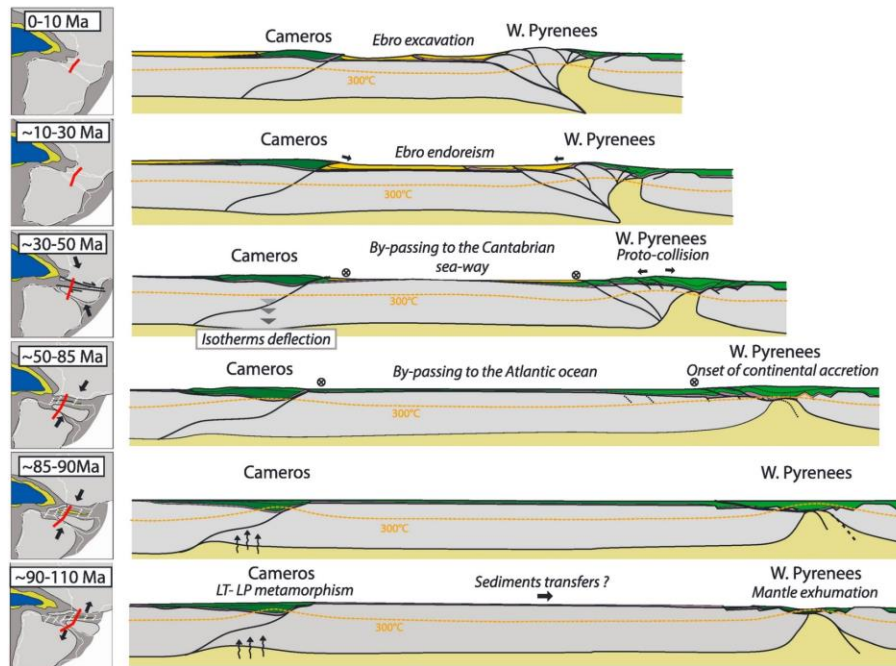


Figure 12. Schematic sequential restoration between the Cameros basin (Iberian Range) and the Mauleon basin (western Pyrenees) from the Late Jurassic to the present-day Iberia position (see text for explanation). The plate kinematic model is from Nirrengarten et al. (2017). The cross sections are striking perpendicular to the main strike-slip faults that accommodated the eastward motion of Iberia. We follow the 2-D reconstruction of Casas-Sainz and Gil-Imaz (1998), which is compatible with a transtensional evolution of the Cameros basin.

temperature low-pressure metamorphism (Figure 12). Despite the cessation of extension, both the Basque-Cantabrian Basin and the Cameros basin record a contemporaneous greenschist metamorphism (DeFelipe et al., 2017). Effect of increasing temperature caused by mantle upwelling in the Bay of Biscay interacted with high-conductivity Triassic salt and low-conductivity sediments to produce hot mineralized fluids. Heating in the deepest part of Cameros caused the full resetting of the AFT and ZFT, which are processes best exemplified in the CMR1 sample, which lacks pre-Albian grain ages (Figure 11c).

This period is also characterized in northern Iberia by the widespread deposition of a thin series of shallow-marine to continental sandstones (Utrillas Formation, Escuchas Formation, or equivalent), which support the establishment of a large sediment transfer area in northern Iberia. Similar white ultramature sands of Albian depositional age are also documented in the southern Pyrenees, which strongly suggests sediment bypassing toward the northeast across the Ebro block (Figures 11 and 12; Filleaudeau, 2011; Filleaudeau et al., 2012).

6.4.3. Onset of Tectonic Inversion and Orogenic Growth (80–37 Ma)

Tectonic inversion began at 83 Ma in the Pyrenees (Puigdefàbregas & Souquet, 1986). The onset of exhumation is recorded later at 75–60 Ma in the central and eastern Pyrenees based on low-temperature thermochronology (Filleaudeau, 2011; Mouthereau et al., 2014; Rougier et al., 2016; Whitchurch et al., 2011). According to our ZFT thermochronological results, a minimum age for the inversion initiation of the Cameros basin is ~60 Ma (Figure 10d). Thermal modeling suggests long-term persistence of a rift-related high thermal gradient (Figures 11d and 12) that could mask an earlier stage of contraction not detected by low-temperature thermochronology. For instance, axial-fold cleavages documented in the eastern Cameros basin may reflect such an early contraction phase in a hot crust.

The timing of initiation of contraction and exhumation in the Cameros basin is coincident or slightly predates the widespread increase in exhumation rates during the Eocene documented in the Pyrenees (Bosch

et al., 2016; Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Herman et al., 2013; Jolivet et al., 2007; Labaume et al., 2016; Maurel et al., 2004, 2008; Metcalf et al., 2009; Morris et al., 1998; Mouchene, 2016; Rushlow et al., 2013; Sinclair et al., 2005; Vacherat et al., 2014, 2016; Whitchurch et al., 2011; Yelland, 1991). The increase of exhumation rates is interpreted to reflect the collision with a thicker and colder Iberian margin during the middle Eocene to late Eocene times (Mouthereau et al., 2014; Vacherat et al., 2016). We infer that the spatial and temporal tectonic and orogenic evolution across the IEPB from the Late Cretaceous to the Eocene was controlled by the mechanical coupling between the Pyrenees and Iberian Range in the Cameros basin (Figure 12).

6.4.4. Late Orogenic to Postorogenic Stage (37–25 Ma)

From the Paleocene to Oligocene times, the Late Cretaceous cover rocks were eroded as indicated by the absence of AFT ages older than 100 Ma in the Oligocene Ebro basin sediments. As shown in Figure 11e, AFT grains of the CMR1 sample, previously annealed, cooled below the 110 °C isotherm, recording a late Eocene to Oligocene exhumation. This period signs a main exhumation phase in the Pyrenees, in the Cantabrian belt (Fillon et al., 2016; Fitzgerald et al., 1999), and in the Cameros basin at 35–25 Ma (Figure 8). A total exhumation of 1.5 km is estimated for this period in the Cameros basin. Increase in exhumation is temporally consistent with the closure of the connection of the Ebro basin with the Atlantic Ocean by 36 Ma, leading to the deposition of thick alluvial sediments (Costa et al., 2010; Puigdefàbregas et al., 1992). We note that the youngest ZFT cooling age (~60 Ma) reported from our study is lacking in Cenozoic sediments of the Ebro basin. This implies that the deepest part of the basin was not at the surface until the Chattian (Figures 11f and 12). One kilometer of sediments was deposited in the footwall of the Cameros thrust between the Chattian and the Tortonian. We suggested that those late Miocene sediments could have covered part of the Cameros basin. This is supported by the occurrence of late Miocene conglomerates (~9 Ma) sealing the main Cameros thrust. Thermal modeling results and AHe data could indicate that exhumation occurred after ~9 Ma onward, in response to drainage reorganization throughout the Ebro basin from the Tremp basin to the Cameros basin (García-Castellanos et al., 2003; Fillon et al., 2013).

7. Conclusion

The aim of this study was to provide new insights on the tectonothermal evolution of the Cameros basin and its relationship with the regional tectonics and kinematics at the IEPB. The detrital thermochronology study combined with a multibasin approach allowed us to access the entire history of the Cameros basin (and thus northern Iberia) during almost 100 Myr from rifting to synorogenic and postorogenic inversion.

Two rift-related thermal imprints were identified, recorded by both the synrift and postrift deposits. First, the Early to Middle Jurassic cooling event is attributed to the thermal readjustment of the lithosphere and to rift shoulder uplift of western Iberia. It corresponds probably to the attempt of a tectonic connection between the Tethys and the Atlantic Ocean in central Iberia. A new period of extension occurred in the Pyrenean rift systems during the Albian–Coniacian, which is detected in the Cameros basin as a second thermal event. Such a temporal relationship suggests thermal and mechanical coupling between the northern Iberian and Pyrenean rift systems. A minimum age for the inversion initiation of the Cameros basin is inferred at around 60 Ma, and a main exhumation phase occurred from 40 to 25 Ma. The latter exhumational cooling period is contemporaneous with the closure of the Basque-Cantabrian seaway. A late Miocene (post-15 Ma) exhumation recorded by the Ebro basin reflects displacement on the Cameros thrust. Thrusting ends before ~9 Ma as indicated by the deposition of conglomerates of that age sealing the Cameros thrust.

This work argues that the Iberian rift system recorded the tectonic interactions, in northern Iberia, between two rift systems identified as the Atlantic-West Tethyan rift (Early to Middle Jurassic) and the Pyrenean-Bay of Biscay rift (Early Cretaceous) at the IEPB.

References

- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978). Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), 327–332. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90157-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90157-7)
- Alonso, A., & Mas, J. R. (1993). Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de Los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17, 285–310.
- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J. F., Rodas, M., & Mas, J. R. (1995). Comparative study of the transition between very low-grade and low-grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments: Early Cretaceous, Cameros Basin (northern Spain). *Clay Minerals*, 30(04), 407–419. <https://doi.org/10.1180/claymin.1995.030.4.12>

Acknowledgments

We gratefully acknowledge support from the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), the BRGM-French Geological Survey, and TOTAL through the OROGEN project. The authors also thank Rosella Pinna Jamme for their help concerning AHe sample analysis. Data supporting Figures 5, 7, and 9 are available as Tables S1, S3, and S4. We also thank Sílvia Omodeo Salé and one anonymous reviewer for their constructive reviews that greatly improved this article.

- Arribas, J., Alonso, Á., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J. F., et al. (2003). Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 73(2), 309–327. <https://doi.org/10.1306/082602730309>
- Aurell, M. (2002). Jurassic. In T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Spain* (1st ed., pp. 213–253). The Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GOSPP.11>
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., & García-Ramos, J. C. (2003). Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162(3–4), 239–271. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00154-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00154-4)
- Barker, C. E., & Pawlewicz, M. J. (1994). Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: A comparison of methods. In P. K. Mukhopadhyay & W. G. Dow (Eds.), *Vitrinite reflectance as a maturity parameter* (Vol. 570, pp. 216–229). Washington, DC: American Chemical Society. <https://doi.org/10.1021/bk-1994-0570.ch014>
- Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., & Maus, S. (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, 35, 1843–1862. <https://doi.org/10.1002/2015TC004019>
- Barrenechea, J. F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcárate, J., & Mas, J. R. (2001). Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros Basin (Spain). *Clay Minerals*, 36(03), 325–333. <https://doi.org/10.1180/000985501750539427>
- Bernus-Maury, C. (1984). Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Paris.
- Beuther, A. (1966). Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillasschichten im westteil der Sierra de los Cameros. *Beihefte Zum Geologis-Chen Jahrbuch Hannover*, 44, 103–121.
- Beysnac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beysnac, O., Goffé, B., Petit, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., & Rouzaud, J.-N. (2003). On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 59(10), 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/S1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S1386-1425(03)00070-2)
- Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., & Monié, P. (2016). Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Châlonais Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 246–256. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001>
- Botor, D., & Anczkiewicz, A. A. (2015). Thermal history of the Sabero Coalfield (Southern Cantabrian Zone, NW Spain) as revealed by apatite fission track analyses from tonstein horizons: Implications for timing of coalification. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1779–1793. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1169-z>
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., & Beysnac, O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4), 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Brujine, C. H., & Andriessen, P. (2000). Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (central Spain) assessed by apatite fission track analysis. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(6–7), 555–563. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(00\)00085-5](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(00)00085-5)
- Brujine, C. H., & Andriessen, P. A. M. (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349(1–4), 161–184. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00052-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00052-5)
- Bulard, P.-F. (1972, January 1). Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). Université de Nice.
- Casas, A. M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., & Nalpas, T. (2000). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13(1), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)00105-4)
- Casas, A. M., Villalain, J. J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., & Fernández, G. (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470(1–2), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.020>
- Casas Sainz, A. M. (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros massif (northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3), 202–216. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105248>
- Casas-Sainz, A. M., & Gil-Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86(4), 802–818. <https://doi.org/10.1007/s005310050178>
- Casas-Sainz, A. M., & Simón-Gómez, J. (1992). Stress field and thrust kinematics: A model for the tectonic inversion of the cameros massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14(5), 521–530. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90154-O](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90154-O)
- Casquet, C., Galindo Francisco, M., González Casado, J. M., & Alonso Millán, Á. (1992). El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 11, 22–25.
- Clerc, C. (2012). Évolution du domaine nord-Pyrénéen au crétacé. *Amincissement crustal extrême et thermicité élevée—Un analogue pour les marges passives*. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Clerc, C., & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33, 1340–1359. <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Pujol, M., et al. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: A reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth*, 6(2), 643–668. <https://doi.org/10.5194/se-6-643-2015>
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., & Larrasoña, J. C. (2010). Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): Magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22(6), 904–917. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x>
- de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., et al. (2016). Cretaceous mantle exhumation in the Central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 268–278. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.003>
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Iriarte, E., & Mendia, M. (2017). Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 631–652. <https://doi.org/10.1002/2016GC006690>
- Del Río, P., Barbero, L., Mata, P., & Fanning, C. M. (2009). Timing of diagenesis and very low-grade metamorphism in the eastern sector of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): A U/Pb SHRIMP study on monazite. *Terra Nova*, 21(6), 438–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00900.x>
- Del Río, P., Barbero, L., & Stuart, F. M. (2009). Exhumation of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): Constraints from low-temperature thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324(1), 153–166. <https://doi.org/10.1144/SP324.12>

- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, 256-257, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>
- Diaz, J., & Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1-2), 181-190. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.008>
- Dubacq, B., Vidal, O., & De Andrade, V. (2010). Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: Thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 159-174. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>
- Ducoux, M. (2017). Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Orléans.
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic crustal thinning in the Eastern Iberia margin: The example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37, 636-662. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>
- Fernández López, S. R., & Gómez Fernández, J. J. (1990). Facies aalenenses y bajocienses con evidencias de emersión y cartificación. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14, 67-111.
- Ferrer, O., Jackson, M. P. A., Roca, E., & Rubinat, M. (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 361-380. <https://doi.org/10.1144/SP363.16>
- Filleaudeau, P.-Y. (2011). *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène: apports de l'analyse de bassin et thermochronométrique détritique* (Sciences de la Terre). Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., & Pik, R. (2012). Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: Insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research*, 24(4), 401-417. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x>
- Fillon, C., Pedreira, D., Van Der Beek, P., Huisman, R. S., Barbero, L., & Pulgar, J. A. (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Tectonics*, 35, 339-356. <https://doi.org/10.1002/2015TC004050>
- Fillon, C., & Van Der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: Constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research*, 24(4), 418-436. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x>
- Fillon, C., Gautheron, C., & 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, London*, 107, 67-77. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-051>
- Fitzgerald, P., Muñoz, J., Coney, P., & Baldwin, S. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157-170. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00225-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3)
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(8), 2347-2365. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015>
- Galbraith, R. F., & Green, P. F. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 197-206. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90035-V)
- Galbraith, R. F., & Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4), 459-470. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(93\)90185-C](https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-C)
- Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: Transdimensional inverse thermal history. *Journal of Geophysical Research*, 117, B02408. <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth science problems. *Marine and Petroleum Geology*, 26(4), 525-535. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003>
- Ganne, J., Andrade, V. D., Weinberg, R. F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., et al. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience*, 5(1), 60-65. <https://doi.org/10.1038/ngeo1321>
- 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): Tectonics, climates, and drainage. *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 2347. <https://doi.org/10.1029/2002JB002073>
- García-Frank, A., Ureta, S., & Mas, R. (2008). Aalenian pulses of tectonic activity in the Iberian Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 209(1-4), 15-35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.06.004>
- García-Lasanta, C., Casas-Sainz, A., Villalain, J. J., Oliva-Urcia, B., Mochales, T., & Speranza, F. (2017). Remagnetizations used to unravel large-scale fold kinematics: A case study in the Cameros Basin (northern Spain). *Tectonics*, 36, 714-729. <https://doi.org/10.1002/2016TC004459>
- García-Mondéjar, J., Agirrezabala, L. M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P. A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M., & Rosales, I. (1996). Aptian-Albian tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geological Journal*, 31(1), 13-45. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199603\)31:1<13::AID-GJ689>3.0.CO;2-Y](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199603)31:1<13::AID-GJ689>3.0.CO;2-Y)
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266(3-4), 157-170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R. A., & 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 96, 44-56. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.016>
- Gibson, M., Sinclair, H. D., Lynn, G. J., & Stuart, F. M. (2007). Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research*, 19(3), 323-334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x>
- Gleadow, A. J. W., Hurford, A. J., & Quaife, R. D. (1976). Fission track dating of zircon: Improved etching techniques. *Earth and Planetary Science Letters*, 33(2), 273-276. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90235-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90235-1)
- Golberg, J. M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 194-207. <https://doi.org/10.1007/BF00306443>
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Omodeo-Salé, S., Arribas, E., Le Pera, E., Mas, R., et al. (2013). Cyclicity recorded in the provenance sandstones in the sedimentary infill of the Cameros basin (N. Spain). *Boletín Geológico y Minero*, 124(2), 187-201.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R., Mas, R., & Arribas, J. (2011). Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, northern Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 100(8), 1811-1826. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0606-2>

- González-Acebrón, L., Pérez-Garrido, C., Mas, R., Arribas, J., & Götze, J. (2017). Provenance signatures recorded in transgressive sandstones of the Upper Cretaceous Iberian Seaway. *Journal of Sedimentary Research*, 87(2), 152–166. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.4>
- Grobe, R. W., Alvarez-Marrón, J., Glasmacher, U. A., & Menéndez-Duarte, R. (2010). Low-temperature exhumation history of Variscan-age rocks in the western Cantabrian Mountains (NW Spain) recorded by apatite fission-track data. *Tectonophysics*, 489(1–4), 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.006>
- Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'Enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada costanera Catalana*. Barcelona: Universitat de Barcelona.
- Guimerà, J., Alonso, Á., & Mas, J. R. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: The Cameros basin (N. Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), 433–453. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.088.01.23>
- Guiraud, M., & Seguret, M. (1985). A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (northern Spain). In K. T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists* (Vol. 37, pp. 159–175). <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0143>
- Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., & Zeyen, H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3–4), 208–218. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004>
- Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D., & Ehlers, T. A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, 504(7480), 423–426. <https://doi.org/10.1038/nature12877>
- Hurford, A. J., & Green, P. F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41, 285–317. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(83\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(83)80026-6)
- 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. <https://doi.org/10.1029/2008TC002406>
- Jammes, S., Tiberi, C., & Manatschal, G. (2010). 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay-western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489(1–4), 210–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.023>
- 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): Propagation of the south pyrenean prism. *Tectonics*, 26, TC5007. <https://doi.org/10.1029/2006TC002080>
- Juez-Larré, J., & Andriessen, P. A. M. (2006). Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U-Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(1–2), 159–180. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.026>
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779–7791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011>
- Ketcham, R., Carter, A., A. Donelick, R., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92, 799–810. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- Labauve, P., Meresse, F., Jolivet, M., & Teixell, A. (2016). Exhumation sequence of the basement thrust units in the west-central Pyrenees. Constraints from apatite fission track analysis. *Geogaceta*, 60, 11–14.
- Lagabrielle, Y., & 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(1), 11–21. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x>
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012. <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments. *Terra Nova*, 22(5), 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Lanaja, J. M. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. IGME.
- Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O. (2014). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Applications to P-T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2). <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8>
- Mantilla Figueroa, L. C., Casquet, C., & Mas, J. R. (1998). Los paleofluidos en el grupo Oncala, cuenca de Cameros (La Rioja, España): datos de inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y SEM. *Geogaceta*, 24, 207–210.
- Mantilla Figueroa, L. C., Galindo, C., Mas, R., & Casquet, C. (2002). El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubia*, 14, 143–154.
- Martin-Closas, C. (1989). Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre, (Thesis). Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Martínez-González, R. M., Lago San José, M., Valenzuela Ríos, J. I., Vaquer Navarro, R., & Salas, R. (1996). El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: Composición y estructura. *Geogaceta*, 20(7), 1687–1690.
- Marzoli, A., Renne, P., Piccirillo, E., Ernesto, M., Bellieni, G., & De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. *Science*, 284(5414), 616–618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- Mas, J. R., Alonso, A., & Guimerà, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca fini jurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6(3–4), 129–144.
- Mas, J. R., Moreno, B., Isabel, M., Arribas Mocoera, J., Alonso Millán, Á., Arribas Mocoera, M. E., et al., & others (2011). Evolution of an intra-plate rift basin: The Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). *Geo-Guias*, 8, 117–155.
- Mata, M. P., Casas, A. M., Canals, A., Gil, A., & Pocovi, A. (2001). Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros basin, northern Spain. *Basin Research*, 13(1), 91–111. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00138.x>
- 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>Ar/39Ar fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *International Journal of Earth Sciences*, 97(3), 565–584. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0179-x>
- Maurel, O., Respat, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., & Brunel, M. (2004). U/Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1091–1098. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.005>
- 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 and Planetary Science Letters*, 287(3–4), 488–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036>

- Morris, R. G., Sinclair, H. D., & Yelland, A. J. (1998). Exhumation of the Pyrenean orogen: Implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10(1), 69–85. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x>
- Mouchene, M. (2016). Evolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant: le méga cone alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées. Université Grenoble Alpes.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., et al. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33, 2283–2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>
- Muñoz-Jiménez, A., & Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): Tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65–85. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1997.00031.x>
- Murillas, J., Mougnot, D., Boulot, G., Comas, M., Banda, E., & Mauffret, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184(3–4), 297–319. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90445-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90445-E)
- Naeser, C. W., Zeitler, P., & Cerveny, P. (1987). Provenance studies by fission track dating–etching and counting procedures. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 13(2–3), 121–126. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/1359-0189(87)90022-7)
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. (2018). Kinematic evolution of the southern North Atlantic: Implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*, 37, 89–118. <https://doi.org/10.1002/2017TC004495>
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N. J., & Sauter, D. (2017). Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: Implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29(1), 20–28. <https://doi.org/10.1111/ter.12240>
- Ochoa, M., Arribas, J., Mas, R., & Goldstein, R. H. (2007). Destruction of a fluvial reservoir by hydrothermal activity (Camerons Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 202(1–2), 158–173. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.017>
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque Ibérique. *Elf Explo.*
- Omodeo Salé, S., Guimera, J., Mas, R., & Arribas, J. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: The Cameros Basin (north of Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 103(6), 1597–1620. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1026-5>
- Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimera, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., Suárez-Ruiz, L., et al. (2017). Subsidence and thermal history of an inverted Late Jurassic–Early Cretaceous extensional basin (Camerons, north-central Spain) affected by very low- to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29, 156–174. <https://doi.org/10.1111/bre.12142>
- Omodeo-Salé, S., Suárez-Ruiz, L., Arribas, J., Mas, R., Martínez, L., & Herrero, M. J. (2016). Characterization of the source rocks of a paleo-petroleum system (Camerons Basin) based on organic matter petrology and geochemical analyses. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 271–287. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.002>
- Orti, F., Pérez-López, A., & Salvany, J. M. (2017). Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 471, 157–180. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.025>
- Orti, F., & Vaquer, R. (1980). Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geologica Hispánica*, 15(5), 127–130.
- Pedreira, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L. R., Robador, A., & González Menéndez, L. (2017). Reconstruction of the exhumed mantle across the north Iberian margin by crustal-scale 3-D gravity inversion and geological cross section: Mantle along the Basque-Cantabrian Basin. *Tectonics*, 36, 3155–3177. <https://doi.org/10.1002/2017TC004716>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., & Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history: Iberia–Newfoundland breakup history. *Tectonics*, 26, TC2011. <https://doi.org/10.1029/2006TC001970>
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., & Flannery, B. P. (1992). *Numerical recipes in FORTRAN* (2nd ed.). New York: Cambridge University Press.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., & Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In *Thrust Tectonics* (pp. 247–254). Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_22
- Puigdefàbregas, C., & Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1–4), 173–203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9)
- Quijada, I. E., Suárez González, P., Benito Moreno, M. I., Mas Mayoral, J. R., Alonso Millán, Á., Suárez González, P., et al. (2010). Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geogaceta*, 49, 15–18.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., & Vejrbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300(1–4), 199–225. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00241-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00241-8)
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 327–348.
- Roca, E., & Guimera, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203(1–4), 203–218. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90224-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90224-T)
- Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., & Bader, A.-G. (2016). Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 224–235. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.005>
- 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: Exhumation of the southern Pyrenees. *Tectonics*, 32, 843–860. <https://doi.org/10.1002/tect.20030>
- Salas, R., Caja, M. A., Martín, J. D., Mas, R., & Permanyer, A. (2005). Mid-Late Cretaceous volcanism, metamorphism and the regional thermal event affecting the Northeastern Iberian basins (Spain). In *Global Events during the Quiet Aptian-Turonian Superchron. Laboratoire de Géologie de l'Université I de Grenoble, Géologie Alpine, Série Spéciale*, 2005, no 6 (pp. 55–58).
- Salas, R., & Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228(1–2), 33–55. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90213-4)
- Salas, R., Martín-Closas, C., & Querol, X. G. (1995). Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. El Cretácico Inferior Del Nordeste de Iberia (pp. 13–94).
- Salas, R., Guimera, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Melendez, A., & Alonso, Á. (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian rift system and its Cretaceous inversion (Iberian chain). *Memoires Du Museum National d'Histoire Naturelle*, 186, 145–186.
- Schettino, A., & Turco, E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Bulletin*, 123(1–2), 89–105.
- Schudack, M. (1987). Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Waelden in den nordwestlichen iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica Abteilung B*, 204, 1–80.

- Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M., & Morris, R. G. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, *305*(5), 369–406. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369>
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, *196*(1–2), 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Suárez González, P., Quijada, I. E., Mas, J. R., & Benito, M. I. (2010). Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros. *Geogaceta*, *49*, 7–10.
- Suárez-González, P., Benito, M. I., Mas, J. R., Quijada, I. E., & Campos-Soto, S. (2016). Influencia del Keuper y de la estructuración tardivarisca en la arquitectura de las unidades sin-extensionales del borde norte de la Cuenca de Cameros. *Geo-Temas*, *16*, 185–188.
- Tagami, T., Galbraith, R. F., Yamada, R., & Laslett, G. M. (1998). Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In *Advances in fission-track geochronology* (pp. 99–112). Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9133-1_8
- Tischer, G. (1966). El delta Wealdico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, *81*, 53–78.
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J.-C. (2007). Breakup of the Newfoundland Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications*, *282*(1), 9–46. <https://doi.org/10.1144/SP282.2>
- Tugend, J., Manatschal, G., & Kuszniir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, *43*(1), 15–18. <https://doi.org/10.1130/G36072.1>
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G., & Thion, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay–Pyrenees. *Tectonics*, *33*, 1239–1276. <https://doi.org/10.1002/2014TC003529>
- Ureta, S. (1985). Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonitina) del Aalenense en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica. Universitat de Madrid.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., 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. <https://doi.org/10.1002/2015TC004016>
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., et al. (2014). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, *408*, 296–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014>
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., et al. (2017). Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Reviews*, *172*(Supplement C), 43–74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.004>
- Van Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, *33*, 393–419. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>
- Vergés, J., & García-Senz, J. (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. In P. A. Ziegler, W. Cavazza, A. H. F. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethys Memoir* (Vol. 6, pp. 187–212).
- Vermeesch, P. (2009). RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, *44*(4), 409–410.
- Vidal, O., Parra, T., & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, *301*(6), 557–592. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.6.557>
- Vissers, R. L. M., van Hinsbergen, J. J., van der Meer, G., & Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research*, *34*, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.006>
- Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, *110*(1–4), 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001>
- Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the south-central Pyrenees. *American Journal of Science*, *311*(5), 442–482. <https://doi.org/10.2475/05.2011.03>
- Wilde, S. (1990). The Bathonian and Callovian of the Northwest-Iberian Range: Stages of facial paleogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Ibérica= Journal of Iberian Geology: An International Publication of Earth Sciences*, *14*, 113–142.
- Yamada, R., Murakami, M., & Tagami, T. (2007). Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; reassessment of laboratory experiments. *Chemical Geology*, *236*(1–2), 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.09.002>
- Yelland, A. J. (1990). Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, *17*(3), 293–299. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90049-4](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90049-4)
- Yelland, A. J. (1991). Thermo-tectonics of the Pyrenees and provenance from fission track studies, (PhD thesis). University of London.
- Zielger, P. (1989). Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. United States.

Chapitre 5

Évolution de l'enregistrement thermochronologique basse- température et pétrographique des sédiments détritiques du domaine nord-ibérique

Évolution de l'enregistrement thermochronologique basse-température et pétrographique des sédiments détritiques du domaine nord-ibérique	139
1. Introduction	139
2. Évolution thermique de la plaque ibérique	141
3. Stratégie et échantillonnage	148
4. Résultats	156
5. Discussion	171
6. Synthèse : Évolution temporelle et spatiale du signal détritique et biais potentiels.....	188
7. Conclusion	195

1. Introduction

Caractériser les sources des sédiments détritiques afin de reconstruire la forme et la dynamique des paysages anciens est une approche relativement classique pour ensuite interpréter les changements en termes de forçages climatique ou tectonique (Bernet et al., 2004; Dickinson, 1974; Gómez-Gras et al., 2016; González-Acebrón et al., 2017; Hart et al., 2016; Jourdan et al., 2018; Shaw et al., 2012).

Les études de provenance exploitent souvent la signature des différents événements magmatiques (datation U-Pb) et thermiques (thermochronologie) préservée dans les sédiments pour identifier les roches sources. Ces âges dits « détritiques » contiennent des informations sur les changements essentiellement géodynamiques. Ils sont observés à travers les variations de la distribution des âges contenus dans les sédiments.

Les analyses géochronologique, thermochronologique et pétrographique des roches constituent des méthodes clefs pour caractériser les sources. Encore faut-il que ces sources aient subi différentes histoires tectoniques, thermiques ainsi que magmatiques définies par des âges de cristallisation et de refroidissement différents. De plus, elles doivent être caractérisées par la présence de minéraux caractéristiques pour être discriminées via ces méthodes.

En outre, la distribution des âges obtenus est souvent incomplète et basée sur une comparaison visuelle. De plus, comme précédemment énoncé, le signal source recherché est souvent perturbé par de nombreux « bruits » correspondant à divers processus de surface qui interviennent avant, pendant et après le dépôt des sédiments. En effet, l'altération, le transport, le dépôt et l'enfouissement peuvent modifier la signature source originale acquise par un certain nombre de processus physiques et chimiques (Garzanti et al., 2009; Schuiling et al., 1985).

A l'échelle d'un cycle orogénique, l'impact de ces processus sur le signal source est peu étudié, alors que celui-ci aboutit à une production importante de sédiments. En effet, le signal source peut être stocké, recyclé ou immédiatement transféré au cours des différentes étapes du cycle, depuis la phase de construction d'une marge riftée, au cours de l'orogénèse puis finalement lors de l'évolution post-orogénique. De plus, les études source-to-sink sur le long terme sont souvent appliquées à des changements climatiques de premier ordre (Zachos et al., 2008), des événements géodynamiques majeurs comme le développement d'un orogène (Filleaudeau et al., 2012; Michael et al., 2014; Thomson et al., 2017; Whitchurch et al., 2011) ou encore associées à l'évolution des marges continentales (Pechlivanidou et al., 2018; Rouby et al., 2009; Ye, 2016). Cette segmentation des études ne permet pas de comprendre les variations de transfert sédimentaire entre chacune des étapes du cycle orogénique. Elle ne permet pas non plus de contraindre l'importance de la part du recyclage sédimentaire qui semble pourtant important (chapitre 4).

Dans le chapitre 4, la thermochronologie basse température ZFT et AFT a permis l'identification de deux empreintes thermiques « sources » connectées au rifting mésozoïque dans la zone de Cameros (jurassique inférieur et albo-coniacienne) ; aussi bien dans les sédiments syn-rifts que post-rifts. Elle a également permis de souligner l'importance du recyclage de l'empreinte thermique du rift pendant la période post orogénique. En effet, les méthodes de datation classiques type U-Pb utilisées seules sont inadaptées, car l'absence de magmatisme pendant le cycle alpin dans la zone nord de la plaque ibérique ne permet pas de discriminer, et donc de tracer les sources.

La signature jurassique inférieur est interprétée en termes de refroidissement et a été associée au soulèvement de la partie ouest du massif Ibérique. Cette source, émergée pendant la majorité du cycle alpin constitue la source « primaire » du système ibérique. La

signature albienne en revanche, modifie la signature thermique dite « primaire » originellement acquise lors des stockages sédimentaires dans les bassins de rift (Figure). Les sédiments syn-rift porteurs de cette double signature sont recyclés dans les dépôts les plus proximaux du bassin de l'Èbre.

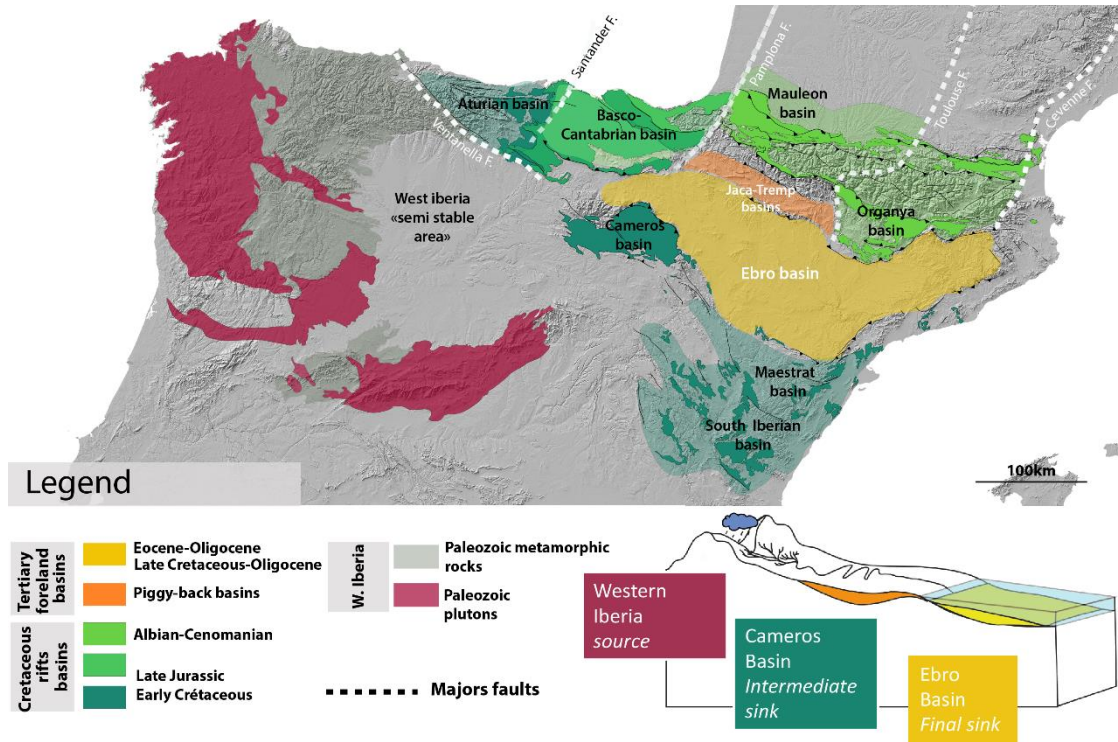


Figure 85 Carte géologique simplifiée de la zone nord-ibérique. Sur le long terme le massif Ibérique peut être regardé comme une source primaire, les rifts mésozoïques (Jurassique Inférieur à Crétacé Supérieur) comme des zones de stockage intermédiaire et enfin le bassin d'avant pays de l'Èbre comme la zone de dépôt final.

Le but de ce chapitre est donc de caractériser l'évolution de ces signatures observées à Cameros, à l'échelle de la plaque nord ibérique, et de les comparer aux différents systèmes connus (Pyrénées, chaîne catalane). L'évolution du signal thermochronologique sera également comparée avec l'évolution de la signature pétrographique et géochronologique (U-Pb) des sédiments ibériques, afin de déterminer des biais éventuels du signal ZFT. Elle permettra une discussion sur (i) les sources potentielles de ces sédiments ibériques du cycle alpin et le rôle du recyclage sédimentaire dans ce cycle (ii) la traçabilité de l'évolution des transferts par la thermochronologie détritique et (iii) la signification du signal observé et les biais possibles de cette méthode.

2. Évolution thermique de la plaque ibérique

La signature des différents événements magmatiques et thermiques ayant affecté la lithosphère est enregistrée par différents thermochronomètres de basse et haute température. La préservation totale ou partielle de ce signal dans les sédiments nous permet d'étudier les événements eux-mêmes ainsi que les processus des transferts (quantité et distribution de la sédimentation et de l'érosion) qui ont conduit à la

bassin de Mauléon, de Viar et de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013; Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017), (8) sédiments du Trias du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012) (9) sédiments triasiques du bassin de Lusitania, d'Algarve et de Mauléon (Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017; Pereira et al., 2017), (10) sédiments crétacés syn-rifts du bassin d'Organya, de Mauléon et Lusitanien (Filleaudeau et al., 2012; Dinis et al., 2016; Hart et al., 2016), (11) sédiments tertiaires des Pyrénées (Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017)

Une succession d'événements volcaniques et plutoniques peut être rattachée à la formation de l'océan Rhéique et à la rupture continentale au pied de la marge nord gondwanienne du Cambrien supérieur à l'Ordovicien (Antunes et al., 2009; Rubio-Ordóñez et al., 2012; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000). L'ouverture de cet océan se manifeste notamment via la mise en place de la formation volcano-sédimentaire de Ollo de Sapo qui forme une bande étroite de près de 600 km de long sur la bordure nord de la zone Centrale Ibérique (CIZ) (Lopez-Sanchez et al., 2015; Montes et al., 2010) (Figure et Figure). Le magmatisme Ordovicien forme également le protolithe des dômes gneissiques hercyniens de la Zone Axiale (ZA) des Pyrénées (Castiñeiras et al., 2008; Deloule et al., 2002; Denèle et al., 2009) (Figure).

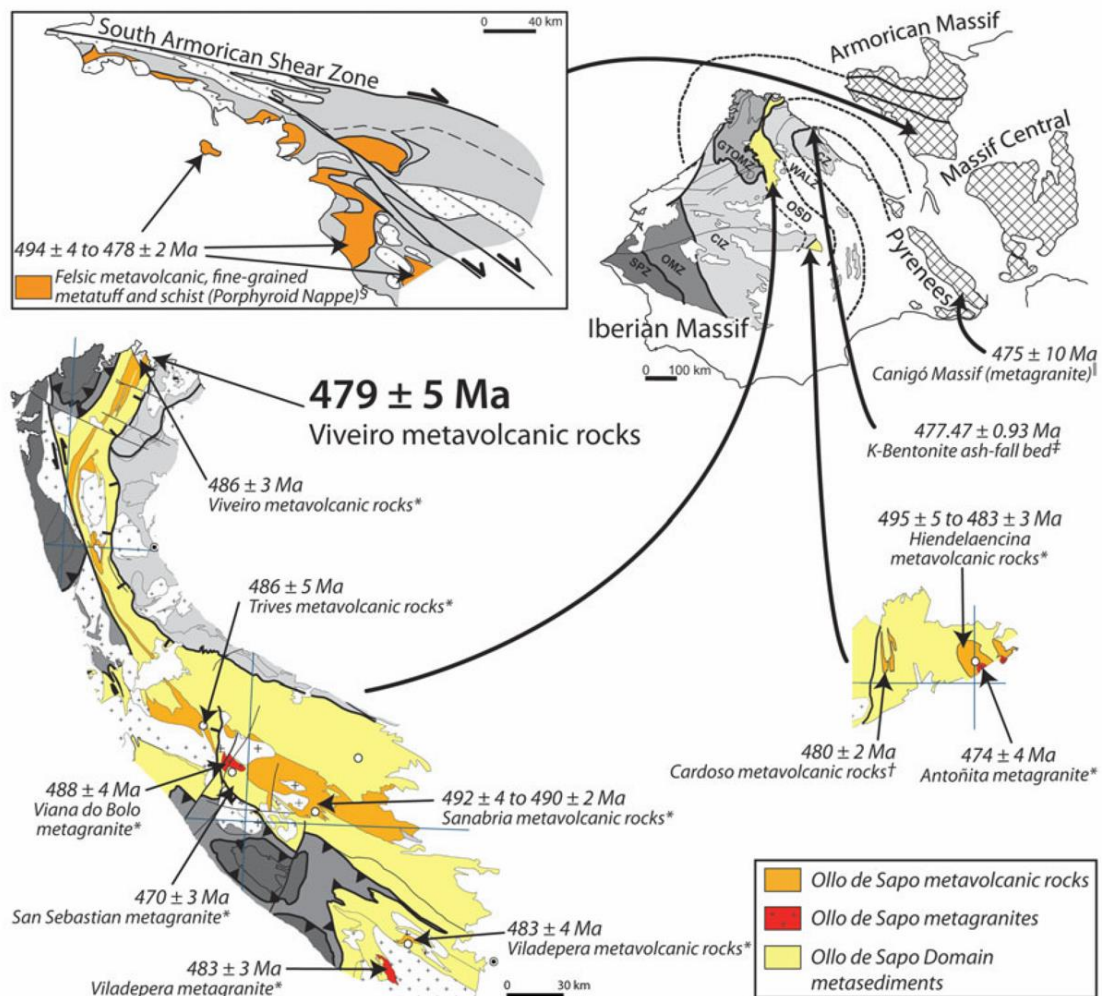


Figure 87 Ages de cristallisation U-Pb sur zircon du magmatisme cambro-ordovicien dans la CIZ (Central Iberian Zone - Formation de Ollo de Sapo) et dans la ZA d'après Lopez Sanchez et al. (2014). Figure réalisée à partir des données compilées de * Montero et al. (2009) ; † Valverde-Vaquero & Dunning, (2000) ; ‡ Gutiérrez-Alonso et al. (2007) ; § Ballèvre et al. (2012) ; □ Deloule et al. (2002).

Les principaux épisodes magmatiques affectant le socle ibérique sont associés à l'orogénèse hercynienne. La 1^{er} phase d'évènement magmatique reflète une extension intra-orogénique associée à l'exhumation de roches ignées orogéniques entre 360 et 330 Ma (Catalán et al., 2007; Fernández-Suárez et al., 2000; Pereira et al., 2015, 2009). Le second évènement est quant à lui associé à la phase tardi-hercynienne et à la construction des syntaxes ibériques entre 290 et 310 Ma (Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Shaw et al., 2012). Ce second magmatisme per-alumineux à calco-alcalin est interprété comme résultant d'un mélange entre une source mantellique et des produits de fusion d'une partie de la croûte (Roberts et al., 2000 et références associées).

La plupart de ces différents évènements magmatiques anté-alpins sont enregistrés dans les roches sédimentaires déposés entre le Protérozoïque et aujourd'hui (Figure 88). Des zircons ante-cadomiens sont préservés par ces sédiments, mais ceux-ci correspondent à des évènements magmatiques n'ayant pas affecté l'Ibérie. C'est le cas de la majorité des zircons datés du Précambrien qui sont souvent rattachés à plusieurs cycles associés à l'accrétion de plusieurs unités morpho-tectoniques (terrane). La fraction de zircons datée du Précambrien et qui est préservée dans les sédiments, semble diminuer avec le temps. En effet, les fractions les plus anciennes sont peu à peu diluées par les zircons correspondant aux évènements magmatiques et thermaux postérieurs affectant la plaque ibérique (Figure 88, eg. Évènement magmatique tardi-hercynien).

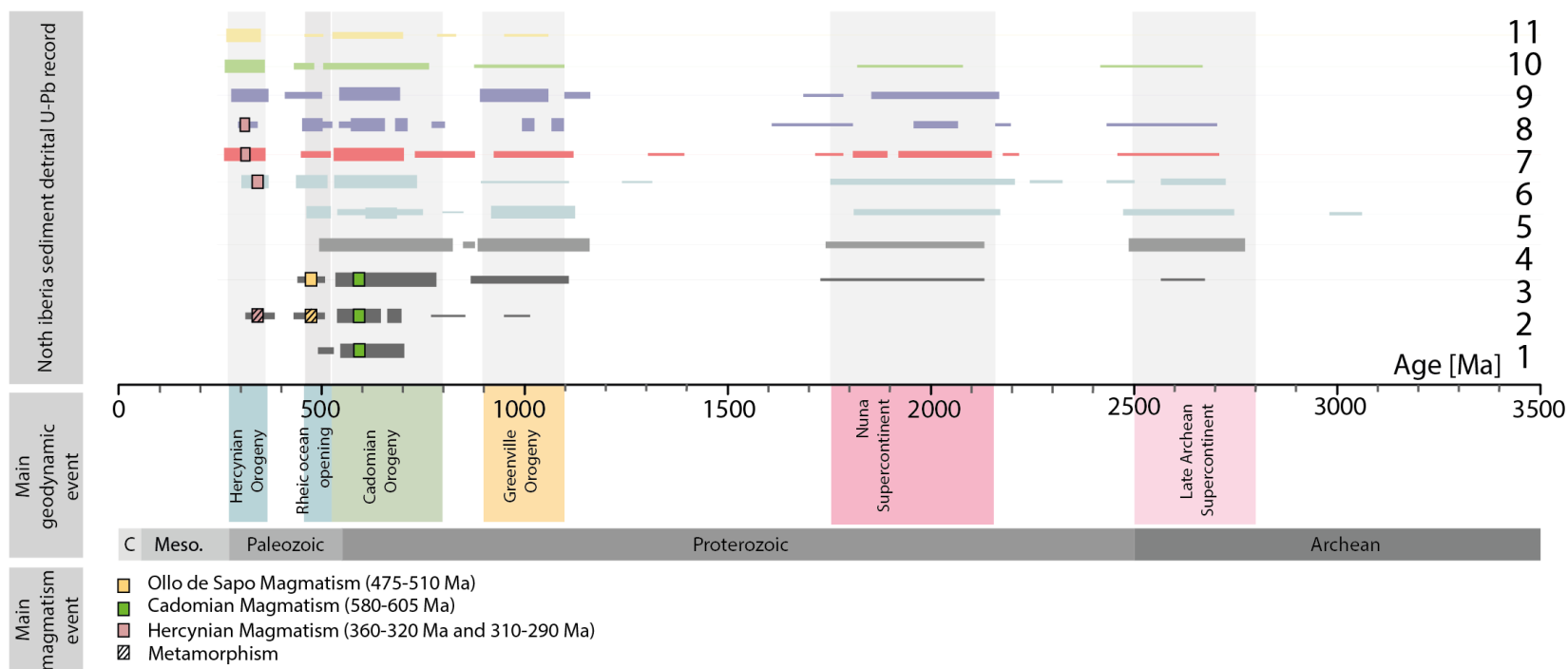


Figure 88 : Diagramme de densité (méthode de l'estimation par noyau, KDE) des distributions d'âge U-Pb sur zircon obtenus dans les roches sédimentaires datées du Cambro-Ordovicien au Tertiaire dans la zone d'étude. Les épaisseurs des lignes correspondent à la densité des âges, plus il y'a de grains pour une gamme d'âges données plus l'épaisseur du trait est importante. Avec (1) les sédiments cambriens de la Demanda (WALZ) (Ábalos et al., 2012), ; (2) les paragneiss précambriens du massif de Guadarrama (CIZ) (Orejana et al., 2015), ; (3) les sédiments cambro-ordoviciens de la CIZ (Talavera et al., 2012), (4) les sédiments ordoviciens supérieurs à mississippiens de la CIZ et la CZ (Talavera et al., 2012; Pastor-Galán et al., 2013) ; (5) les sédiments carbonifères de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013) ; (6) les sédiments carbonifères de la chaîne catalane (CCR) et de la ZA (Hart et al., 2016; Martínez et al., 2016) ; (7) les sédiments permien du bassin de Mauléon, de Viar et de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013; Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017), ; (8) les sédiments triasiques du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012) ; (9) les sédiments triasiques du bassin Lusitanien, d'Algarve et de Mauléon ((Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017; Pereira et al., 2017) ; (10) les sédiments crétacée syn-rift du bassin d'Organya, de Mauléon et Lusitanien (Filleaudeau et al., 2012; Dinis et al., 2016; Hart et al., 2016) ; (11) les sédiments tertiaire des Pyrénées (Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017). Les boîtes carrées à gauche indiquent les âges des différents événements magmatiques datés affectant l'Ibérie. Il est intéressant de noter que certains sédiments déposés au Protérozoïque (2) enregistrent un métamorphisme entraînant le recuit du géochronomètre U-Pb sur zircon.

2.2. Cycle alpin

Si la datation U-Pb permet d'identifier des sources hercyniennes et antérieures en Ibérie, la thermochronologie basse température trace de fission et (U-Th-Sm)/He peut être utilisée pour tracer les différents événements géodynamiques de plus basse température caractéristiques du cycle alpin. La Figure représente les données in situ ZFT et AFT disponibles sur la zone nord ibérique.

2.2.1. Empreinte thermique du rifting mésozoïque

Les données disponibles au N-O de l'Ibérie dans les massifs paléozoïques sont largement représentées par des âges AFT mésozoïques dispersés entre le Trias et le Crétacé. Ces âges AFT sont attribués au basculement du massif accompagnant la propagation du rift Atlantique vers le nord (Grobe et al., 2010). Le système central ibérique enregistre également une histoire de refroidissement entre 200 et 100 Ma (Bruijne & Andriessen, 2002).

Des âges de refroidissement mésozoïques sont également très représentés dans les données ZFT et AFT de la chaîne catalane et de la chaîne Pyrénéenne (Figure). Une partie de ces âges est associée à des événements thermiques successifs qui ont affecté la péninsule Ibérique entre le Trias et le Jurassique-Crétacé (Filleaudeau et al., 2011; Whitchurch et al., 2011; Fillon et al., 2013 ; Juez-Larré & Andriessen, 2006).

Les populations ZFT et AFT jurassiques inférieures et albo-cénomaniennes sont également présentes dans les sédiments tertiaires de l'Èbre se trouvant à proximité du bassin de Cameros et dans les sédiments syn-rifts de ce dernier. Ces âges ont été interprétés comme des âges de refroidissement marqueurs de l'empreinte thermique liés à différents événements d'amincissement (voir chapitre 4).

Entre le Trias Supérieur et le Jurassique Inférieur, la mise en place d'un volcanisme ponctuel relié à la CAMP en Ibérie (Central Atlantic Magmatic Province), coïncide avec un amincissement de la lithosphère (Marzoli et al. 1999; Rossi et al., 2003). D'autres événements tels que la mise en place d'évènements hydrothermaux répartis jusqu'à l'Albien en Europe de l'ouest (Cathelineau et al., 2012; Boutin, 2016), combinés à un effet « blanketing » de la couverture sédimentaire mésozoïque, ont probablement conduit à remettre à zéro les thermochronomètres AFT et ZFT (Juez-Larré & Ter Voorde, 2009). De la même manière, des données AFT et ZFT indiquant des âges de refroidissement albo-cénomaniens concomitant du métamorphisme HT-BP à BT-BP sont enregistrés dans les bassins pyrénéens associés au début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne.

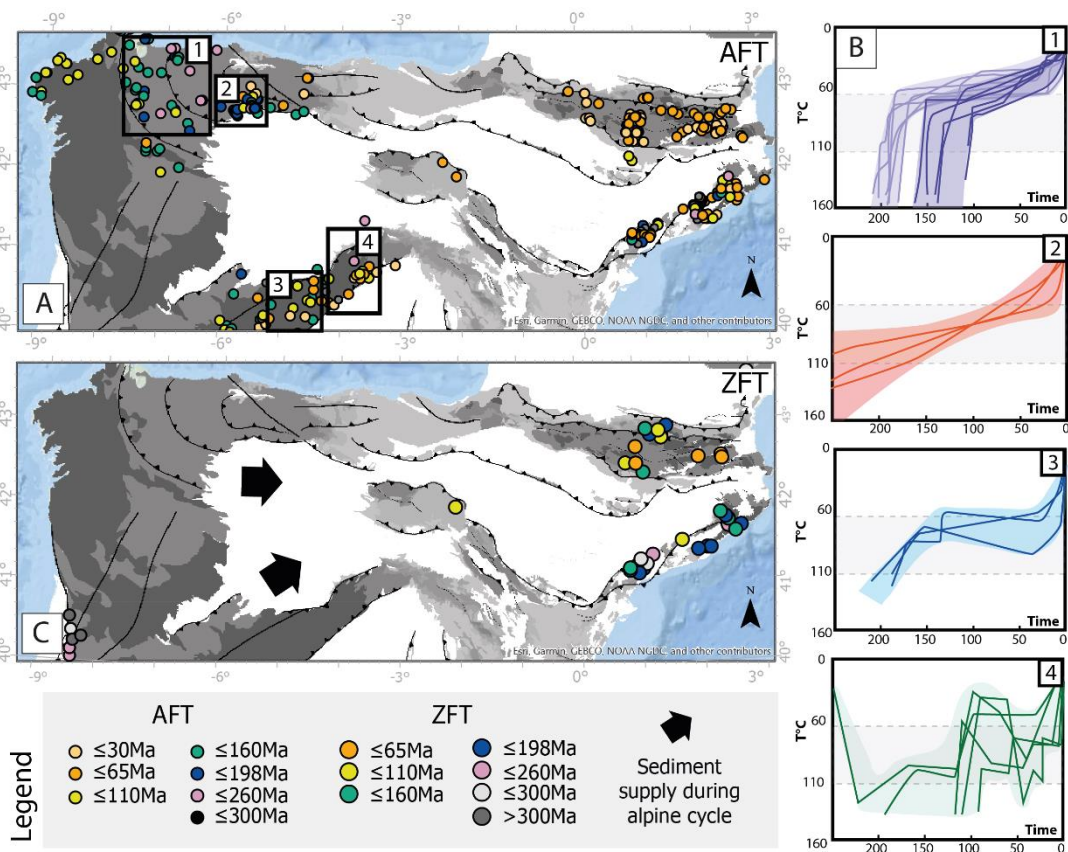


Figure 89 Synthèse des âges AFT et ZFT in-situ de la plaque nord ibérique (Bosch et al., 2016; Botor & Anczkiewicz, 2015; Del Río et al. 2009; Fillon et al., 2013; Fitzgerald et al., 1999; Grobe et al., 2010; Herman et al., 2013; Jolivet et al., 2007; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Maurel et al., 2008; Morris et al., 1998; Mouchene, 2016; Sinclair, 2005; Vacherat et al., 2016; Yelland, 1991)).

2.2.2. Signal syn- à post- orogénique

Les âges traces de fission compris entre le Crétacé Supérieur et le Miocène sont généralement attribués à l'érosion induite par la croissance orogénique lors de la phase de compression pyrénéenne (Sinclair et al, 2005 ; Maurel et al, 2008 ; Metcalf et al, 2009). Les âges les plus anciens attribués à l'inversion pyrénéenne sont enregistrés et datés par la méthode ZFT et ZHe entre 70 et 60 Ma dans la partie orientale des Pyrénées et dans l'enregistrement sédimentaire des bassins sud pyrénéens (Mouthereau et al., 2014; Whitchurch et al., 2011).

La distribution spatiale des AFT dans les Pyrénées révèle un gradient N-S avec les âges les plus vieux au nord (Crétacée-Éocène) et les plus jeunes au sud (Oligo-Miocène). La grande majorité des âges AFT répertoriés dans la chaîne, indiquent des âges de refroidissement entre 30 et 40 Ma qui correspondent à la phase d'exhumation la plus importante des Pyrénées (de 1.5km/Ma à 4km/Ma) (Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009). Certains âges oligo-miocènes observés dans l'est des Pyrénées et dans la chaîne catalane sont contemporains de l'activité des failles normales formées lors de la mise en place du Golfe du Lyon et du Golfe de Valence (Gunnell et al., 2009; Maurel et al., 2004, 2008). Les âges les plus récents sont datés du Miocène supérieur par la méthode AHe. Ces âges sont attribués au refroidissement consécutif de la vidange du bassin de l'Ebre lors de sa réouverture (Fillon et al., 2013).

Dans la chaîne Cantabre les AFT n'ont pas, ou peu, été recuits durant le Tertiaire (Botor & Anczkiewicz, 2015; Carrière, 2006; Fillon et al., 2016). Seuls quelques âges AFT oligocènes situés entre 30 et 27 Ma sont répertoriés. Ils enregistrent probablement l'exhumation liée à la contraction de la chaîne, estimée entre l'Éocène moyen et l'Oligocène (~0.3km/Ma) (Fillon et al., 2016).

Dans la chaîne catalane, deux périodes de refroidissement rapides sont estimés entre le Paléocène et l'Éocène et l'Oligocène et le Miocène. La première phase est bien contrainte dans la zone sud Catalane (bloc de Prades et de Priorat). Les âges AFT enregistrés pour cette phase sont compris entre 47 ± 6 Ma et 38 ± 5 Ma et sont attribués à la compression pyrénéenne au sens large. Elle représente des taux d'exhumation de 0.090 km/Ma. La seconde phase est davantage attribuée à l'extension mise en place suite à la formation du bassin de Valence (Juez-Larré & Andriessen, 2006b). Aucun âge de refroidissement ZFT tertiaire n'est enregistré dans la zone.

Dans le système ibérique central (SIC), les âges AFT tertiaires sont dispersés entre 70 et 20 Ma. Leurs modélisations montrent également une variabilité importante des chemins T-t pendant les dernière 50 Ma, surtout dans la montagne de Guadarrama (Figure b3 et Figure b4). La période d'exhumation la plus importante est estimée entre le Miocène moyen et le présent. Dans le sud de la chaîne qui est caractérisée par une orientation E-O, l'exhumation semble avoir été enregistrée plus précocement, entre 40 et 30 Ma (Bruijne & Andriessen, 2000, 2002).

3. Stratégie et échantillonnage

Prenant en compte l'ensemble des travaux antérieurs et donc les données déjà publiées, nous nous sommes focalisés sur cinq coupes. Elles ont été réalisées sur le pourtour du bassin de l'Èbre et représentent un total de 30 échantillons collectés (Figure). Les coupes de la chaîne Cantabre (Sobron), de la chaîne catalane (Bot), de la branche sud Aragonaise (Fonfria/Ségura de los Baños) et du bassin de Jaca (Salinas) seront présentées dans cette section. La coupe de Cameros est introduite dans le chapitre 4. La liste des échantillons et de leurs âges stratigraphiques est disponible en Table 3.

Table 3 Echantillons et âges stratigraphiques

Coupe	Échantillons	Lat	Long	âge des échantillons (erreur)	références des âges stratigraphiques
Salinas	Sal1	42°16'45.63"N	0°41'38.30"O	21.1 ± 1.8 Ma	Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., (2015)
Salinas	Sal2	42°27'14.25"N	0°47'44.93"O	27 ± 3 Ma	Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., (2015)
Salinas	Sal3	42°26'7.04"N	0°47'43.23"O	32 ± 1.5 Ma	Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., (2015)
Salinas	Sal4	42°25'17.86"N	0°47'36.17"O	34.5 ± 1 Ma	Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., (2015)
Salinas	Sal5	42°24'41.17"N	0°47'15.83"O	36.4 ± 1 Ma	Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., (2015)
Salinas	Sal6	42°22'56.97"N	0°44'38.44"O	56 ± 2 Ma	Pujalte et al. (2009)
Fonfria	Fon1	41° 0'14.01"N	1° 2'31.47"O	107 ± 7 Ma	carte et légende de Ségura de los Baños au 1/50 000 (MAGNA série)
Fonfria	Fon2	40°59'53.23"N	1° 4'44.58"O	33.5 ± 4 Ma	carte et légende de Ségura de los Baños au 1/50 000 (MAGNA série)
Fonfria	Fon3	40°54'9.05"N	1° 3'42.61"O	35 ± 7 Ma	carte et légende de Ségura de los Baños au 1/50 000 (MAGNA série)
Fonfria	Fon4	40°52'13.19"N	0°56'33.48"O	31 ± 3 Ma	Crusafont (1962)
Fonfria	Fon5	40°55'41.82"N	0°56'53.03"O	33.5 ± 4 Ma	carte et légende de Ségura de los Baños au 1/50 000
Fonfria	seg1	40°57'27.23"N	0°56'55.86"O	107 ± 7 Ma	carte et légende de Ségura de los Baños au 1/50 000
Bot	bot1	40°59'51.60"N	0°28'28.92"E	27.5 ± 2 Ma	Barberà et al (2001), Swanson-Hysell (2007)
Bot	bot2	41° 0'22.00"N	0°23'49.11"E	32 ± 2 Ma	Jones et al. (2004)
Bot	bot3	41° 0'21.79"N	0°24'19.18"E	32 ± 2 Ma	Jones et al. (2004)
Bot	bot4	41° 0'11.90"N	0°25'28.13"E	107 ± 7 Ma	carte et légende de Mora de Ebro au 1/50 000 (MAGNA série)
Bot	bot5	41° 0'20.81"N	0°25'22.08"E	39.5 ± 2 Ma	jones et al. (2004)
Sobron	sb1	42°45'55.32"N	3° 6'30.17"O	104 ± 9 Ma	carte et légende de Mirande del Ebro au 1/50 000 (MAGNA série)
Sobron	sb2	42°46'3.42"N	3° 4'44.36"O	36.5 ± 5 Ma	carte et légende de Mirande del Ebro au 1/50 000 (MAGNA série)
Sobron	sb3	42°40'13.56"N	3° 5'27.92"O	72.5 ± 3 Ma	Corral et al. (2016)
Sobron	sb4	42°46'6.73"N	3° 1'37.76"O	13.5 ± 2.5 Ma	carte et légende de Mirande del Ebro au 1/50 000 (MAGNA série)
Sobron	sb5	42°44'52.74"N	3° 3'8.90"O	18 ± 5 Ma	carte et légende de Mirande del Ebro au 1/50 000 (MAGNA série)
Alfaro	Alf	42°11'40.10"N	1°43'49.90"O	-	-
Delta	Delta	40°41'4.05"N	0°51'15.07"E	-	-

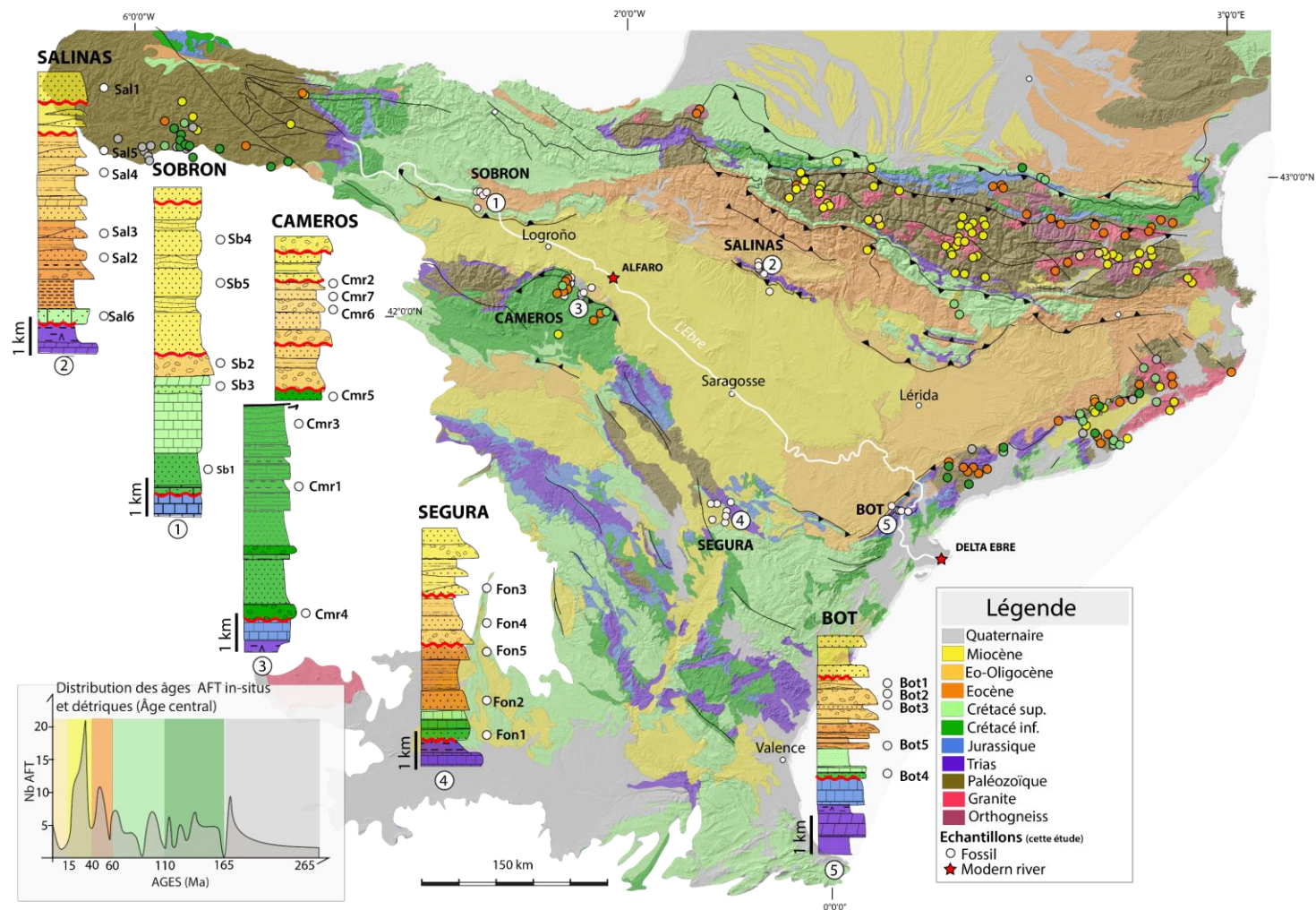


Figure 90 Carte des localisations des échantillons collectés dans cette étude.

3.1. Coupe de Sobron (chaîne Cantabre – [1])

Cinq échantillons ont été collectés sur la coupe de Sobron, localisée à l'est du bassin tertiaire de Miranda. L'échantillon le plus vieux collecté est issu de la formation Utrillas qui représente une puissance de 300 m dans cette zone. Ces grès très peu consolidés se sont déposés sur des calcaires à rudistes et orbitolines datés de l'Aptien. Ces derniers reposent eux-mêmes sur des dépôts carbonatés de milieu profond datés du Jurassique Moyen (Dogger) révélant un hiatus sédimentaire de plusieurs millions d'années (Figure). SB3 est un grès daté du Campanien constitué de quelques niveaux d'argiles rouges. Celui-ci qui repose sur des calcaires Santonien karstifiés. Les grès oligocènes (SB2) en alternance avec des conglomérats constitués principalement de galet de boue. La présence de chenaux indique une direction des paléocourants N-S. SB5 et SB4 ont été échantillonnés respectivement dans des grès, très peu déformés, datés du Miocène inférieur et du Miocène supérieur (coupe - Figure).

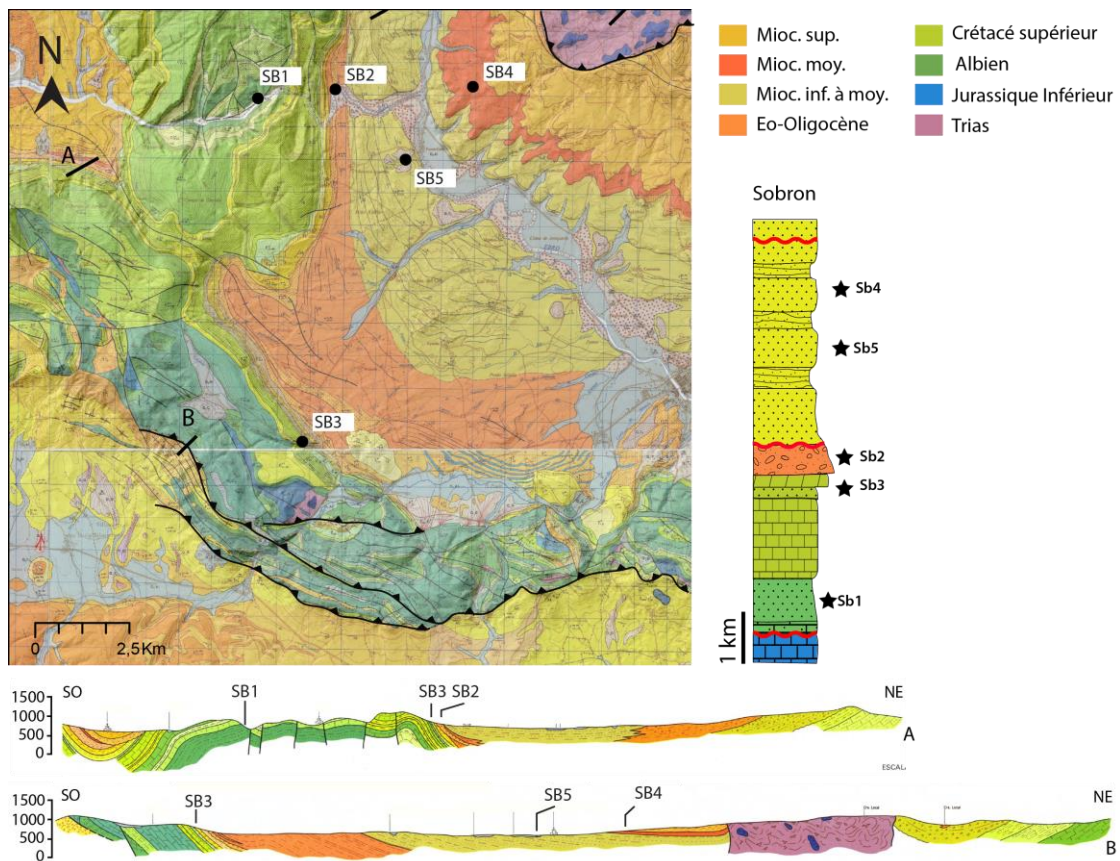


Figure 91 Carte, coupe et log du chantier de Sobron d'après la carte 1/50 000 de Miranda disponible sur le site de l'IGME (info.igme.es)

3.2. Coupe de Bot (chaîne catalane – [5])

Cinq échantillons ont été collectés dans la zone sud de la chaîne catalane. Leurs âges stratigraphiques s'étendent de l'Albien à l'Oligocène supérieur. Les âges stratigraphiques de cette coupe sont corrélés avec l'étude magnéto-stratigraphique de Jones et al., (2004)

Comme pour la majorité de la chaîne catalane, les dépôts datés du Jurassique Supérieur sont peu épais, voir absents. Une période d'érosion peut être distinguée, matérialisée par

la présence de karst dans les séries carbonatées du Jurassique Inférieur. Dans ce chantier, les dépôts de la formation Utrillas reposent directement sur les calcaires du Jurassique Inférieur, révélant un hiatus sédimentaire de 80 Ma. Cette zone devait donc être un haut topographique, ou du moins, une zone de transfert pendant cette période. Les dépôts de la formation Utrillas échantillonnés (Bot4) sont représentés par une alternance de grès carbonatés et des calcaires bioclastiques, correspondant à un environnement plutôt côtier. Ces dépôts sont suivis par une nouvelle période de non dépôts et/ou d'érosion jusqu'au Paléocène. Une plaine fluviatile se met en place au Priabonien (échantillons Bot 5) remplacée au Rupélien par un cône alluvial (échantillons Bot 2 et Bot 3). Cette formation évolue latéralement et temporellement vers des environnements de plaines alluviales (Bot 1) (Figure).

de mètres et comprennent essentiellement des sédiments lacustres. Le faciès Utrillas de cette coupe est très caractéristique. Celui-ci présente une granulométrie particulièrement bien triée et une maturité élevée (riche en quartz). Ces niveaux faiblement consolidés sont intercalés de niveaux à argiles et de croûtes ferrugineuses. L'épaisseur de la formation varie de 30 m à plus de 100 m dans la zone de Ségura de los baños. Deux échantillons ont été prélevés dans cette formation SEG1 et FON1. A proximité de l'anticlinal, la formation repose directement sur les sédiments datés du Trias.

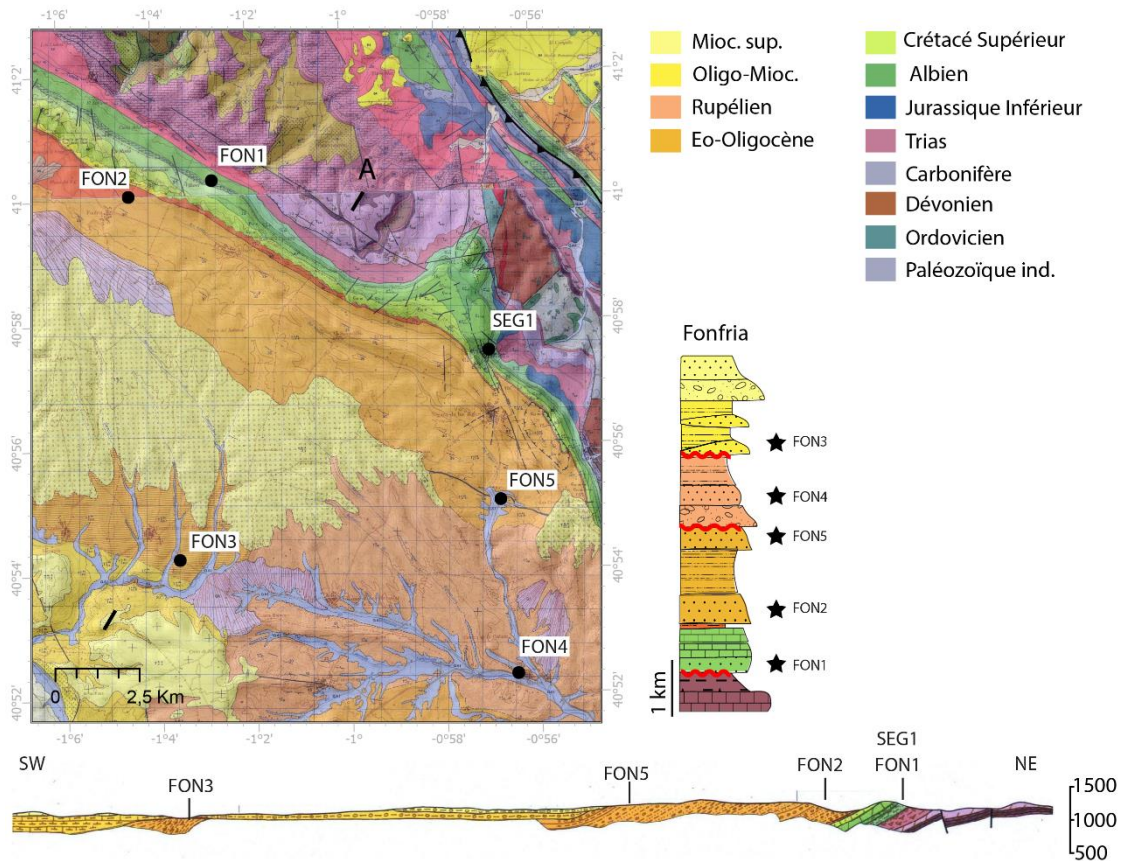


Figure 93 Carte, log et coupe d'après la carte géologique de Segura de los baños au 1/50000 disponible sur le site de l'Igme.

FON2 et FON5 ont été collectés dans des grès éo-oligocènes correspondant à des environnements de plaine fluviale, il marque un changement brusque des conditions de sédimentation par rapport aux Paléocène (Danien) qui est constitué dans la zone par des alternances de marne et de calcaire d'environnement marin restreint (lagune). L'épaisseur de ces séries est estimée à plus de 500 m. Elles sont suivies par le dépôt des séries conglomératiques syn-orogéniques du Stampien (FON4). Elles sont constituées de clastes polygéniques et présentent des passées gréseuses grossières. La datation de ces niveaux conglomératiques a été effectuée à partir de fossiles de vertébrés présents dans des niveaux évaporitiques (Crusafont, 1962). Les séries post orogéniques ont également été échantillonnées dans les niveaux gréseux et conglomératiques datés du Chattien au Miocène moyen (FON3).

3.4. Coupe de Salinas (Bassin de Jaca – [2])

Cinq échantillons ont été collectés dans le bassin de Jaca au nord des Sierras Marginales. Un échantillon supplémentaire a été collecté au sud du front de chevauchement pyrénéen, à proximité de la localité d'Ayerbe (Figure). Les âges stratigraphiques échantillonnés sont datés du Crétacé Supérieur au Miocène. Les âges stratigraphiques de cette coupe sont corrélés avec l'étude magnéto-stratigraphique de Hogan & Burbank (1996).

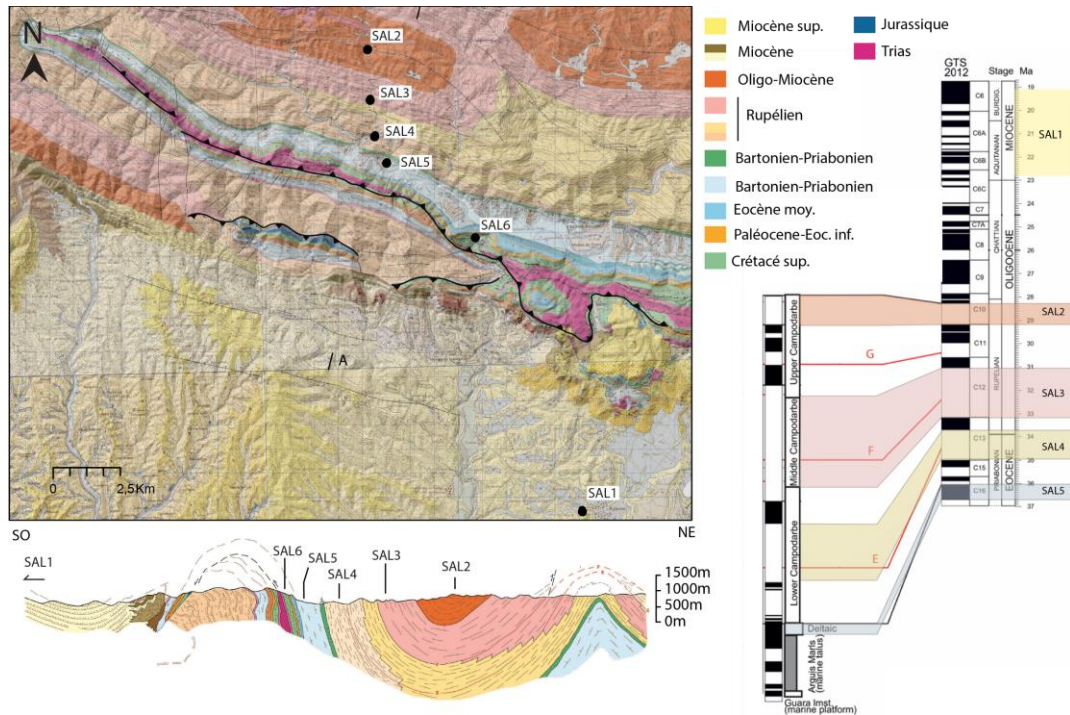


Figure 94 Carte, log magnéto-stratigraphique d'après Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., 2015 et références associées, et coupe d'après la carte géologique de Aguerö au 1/50 000 disponible sur le site de l'Igme.

Les dépôts les plus vieux dans les Sierras Marginales sont datés du Trias (Faciès du Muchelkalk et du Keuper) et forme le niveau de décollement du chevauchement sud – pyrénéen (Figure). Les dépôts marins recouvrant le faciès du Keuper correspondent à une plateforme carbonatée mise en place entre le Santonien et le Maastrichien (Mey et al., 1968). Ces derniers sont suivis par le dépôt du faciès continental du Garumnien (Cuevas et al., 1989) développé entre le Maastrichien et le Paléocène. Elle est représentée par des grès rouges en alternance avec des bancs calcaires (Sal6). Cette formation est remplacée par une sédimentation marine durant l'Eocène moyen. La séquence prograde ensuite vers des dépôts de types pro-delta et deltaïques durant le Bartonien, associés la formation de Belué Atarés dans lesquels a été prélevé l'échantillon SAL5. La séquence prograde se confirme ensuite par les dépôts fluviaux de la formation Campordarbe (Eocène supérieur-Oligocène inférieur) et de Uncastillo (Oligocène -Miocène inférieur) dont les dépôts correspondent à des environnements continentaux. Les échantillons Sal4 et Sal3 ont tous deux été prélevés dans la formation Campordarbe dans des dépôts pré-orogéniques (Sal4) et syn-orogéniques (Sal3) (Puigdefàbregas 1975). Ces sédiments sont constitués par des grès fins. Les échantillons stampien Sal 2 et Chattien Sal 1 ont quant à eux été prélevés dans la formation Uncastillo.

4. Résultats

4.1. Analyses des traces de fission sur zircon détritiques

Des datations traces de fission ont été conduites sur les zircons détritiques prélevés dans les sédiments de cinq coupes de références. 788 grains de zircons ont pu être datés dans cette étude. Les distributions des grains obtenus dans chacun des échantillons ont été déconvoluées à l'aide du logiciel Binomfit de Brandon (1996) utilisant les probabilités de densité. Les données sont présentées par coupe. Les résultats sont disponibles en Table 4 et en Figure . La totalité des données FT sont disponibles en annexe 3 et 7.

4.1.1. Coupe de Cameros

Les échantillons datés en ZFT concernant cette coupe ont fait l'objet d'une étude détaillée, présentés dans le chapitre 4 et sous forme d'article en cours de soumission (Rat et al., 2019).

4.1.2. Coupe de Sobron

Deux échantillons (SB2 et SB4) de la coupe de Sobron (Figure , localisation carte et coupe) ont fourni suffisamment de grains pour cette étude (39 et 70 grains respectivement). L'échantillon oligocène SB2 (36.5 ± 5 Ma) révèle des âges ZFT qui s'étendent entre 40 et 409 Ma. La distribution des âges fondée sur 39 grains a permis d'identifier trois populations à 176 ± 59 Ma (P1-57%), 99 ± 74 Ma (P2-26%) et 53 ± 24 Ma (P3-17%). L'échantillon daté du Miocène inférieur SB4 (13.5 ± 2.5 Ma) a permis la datation ZFT de 70 grains dont les âges sont compris entre 31 et 357 Ma. La distribution de ces âges révèle trois populations à 100 ± 32 Ma (P1-32%) et 174 ± 43 Ma (P2-70%).

4.1.3. Coupe de Bot

Trois échantillons (Bot1, Bot4 et Bot5) ont pu être étudiés pour les analyses ZFT (voir Figure pour la localisation des échantillons). Les 81 âges ZFT obtenus sur l'échantillon daté de l'Oligocène supérieur Bot1 (27.5 ± 2 Ma) sont compris entre 59 et 342 Ma. La distribution gaussienne de ces âges peut être décomposée en deux populations : la première à 95 ± 30 Ma (P1-15%) et la seconde à 176 ± 43 Ma (P2-85%). L'échantillon prélevé dans l'Éocène supérieur Bot 5 (39.5 ± 2 Ma) a permis de dater 30 zircons dont les âges ZFT sont compris entre 52 et 482 Ma. Le nombre d'âges obtenus dans cet échantillon est statistiquement trop bas pour avoir une probabilité de 95% que toutes les populations soient représentées (Vermeesch, 2012). Le calcul de ces pics de populations montre cependant une distribution similaire à celle obtenue pour l'échantillon Bot 1 avec un pic majeur daté du Jurassique Inférieur à 173 ± 33 Ma (84%) et un second pic tertiaire à 66 ± 28 Ma (16%). 66 âges ZFT ont pu être obtenus pour l'échantillon albo-cénomaniens (107 ± 7 Ma) issu de la formation Utrillas (Bot4). La distribution de ces âges ZFT montre une grande dispersion (48%) entre 51 à 485 Ma. Elle peut être décomposée en trois populations de 134 ± 40 Ma (P2-35%), 269 ± 80 Ma (P3-34%) et 83 ± 27 Ma (P1-31%). La population P1 est significativement plus jeune que l'âge de dépôt (100 ± 10 Ma). La roche a donc expérimenté un recuit partiel.

Table 4 Résultats ZFT pour les échantillons fossiles et modernes. Les résultats ZFT de la coupe de Cameros sont disponibles dans le chapitre 4. Les populations ont été déconvoluées avec Binomfit (voir Ehler et al. 2005).

Sample name	Mineral type	Number of grains	ρD ($\times 106 \text{tr/cm}^2$) <i>ND</i>	ρs ($\times 106 \text{tr/cm}^2$) <i>NS</i>	ρi ($\times 106 \text{tr/cm}^2$) <i>Ni</i>	Central age $\pm 2\sigma$ (Ma) <i>P(\chi^2)</i>	Age dispersion (%)	Age range (Ma)	Age population $\pm 2\sigma$ (Ma)		
									<i>F%</i>	P1	P2
BOT1	zircon	81	1,18 <i>13265</i>	0,82 <i>237</i>	5,3 <i>1530</i>	137±16 <i>3%</i>	20	59-342	95 ±30 <i>15%</i>	176 ±43 <i>85%</i>	-
BOT4	zircon	63	0,45 <i>7439</i>	7,98 <i>7308</i>	1,25 <i>1141</i>	140±40 <i>0%</i>	48.5	51-485	83±27 <i>31%</i>	134±40 <i>35%</i>	269±80 <i>34%</i>
BOT5	zircon	30	0,26 <i>7439</i>	11,2 <i>3510</i>	1,10 <i>343</i>	137±170 <i>0%</i>	39	52-357	66±28 <i>16%</i>	173±33 <i>84%</i>	-
FON1	zircon	34	0,45 <i>7439</i>	10,1 <i>4003</i>	1,30 <i>515</i>	168±48 <i>0%</i>	29	80-295	106±40 <i>25%</i>	197±55 <i>75%</i>	-
SEG1	zircon	33	0,27 <i>7439</i>	9,53 <i>2800</i>	0,94 <i>276</i>	152±28 <i>70%</i>	1.6	80-360	-	-	-
SB2	zircon	39	0,27 <i>7439</i>	6,40 <i>2947</i>	7,26 <i>334</i>	115±32 <i>0%</i>	47	40-409	58±24 <i>17%</i>	99±74 <i>26%</i>	176±59 <i>57%</i>
SB4	zircon	70	0,27 <i>7439</i>	6,95 <i>9040</i>	0,81 <i>1056</i>	117±45 <i>0%</i>	42	31-357	100±32 <i>32%</i>	174±43 <i>68%</i>	-
SAL1	zircon	60	0,26 <i>7439</i>	10,80 <i>6795</i>	0,95 <i>1144</i>	168±25 <i>42%</i>	19	82-326	-	-	-
Alf	zircon	49	0,44 <i>7439</i>	10,40 <i>8871</i>	1,35 <i>1144</i>	181±12 <i>0%</i>	38	57-425	58±22 <i>2%</i>	124±34 <i>24%</i>	230±60 <i>74%</i>
Delta	zircon	100	0,49 <i>7439</i>	8,18 <i>20512</i>	1,32 <i>3311</i>	154±22 <i>0%</i>	70	31-490	44±11 <i>8%</i>	90±22 <i>18%</i>	234±57 <i>74%</i>

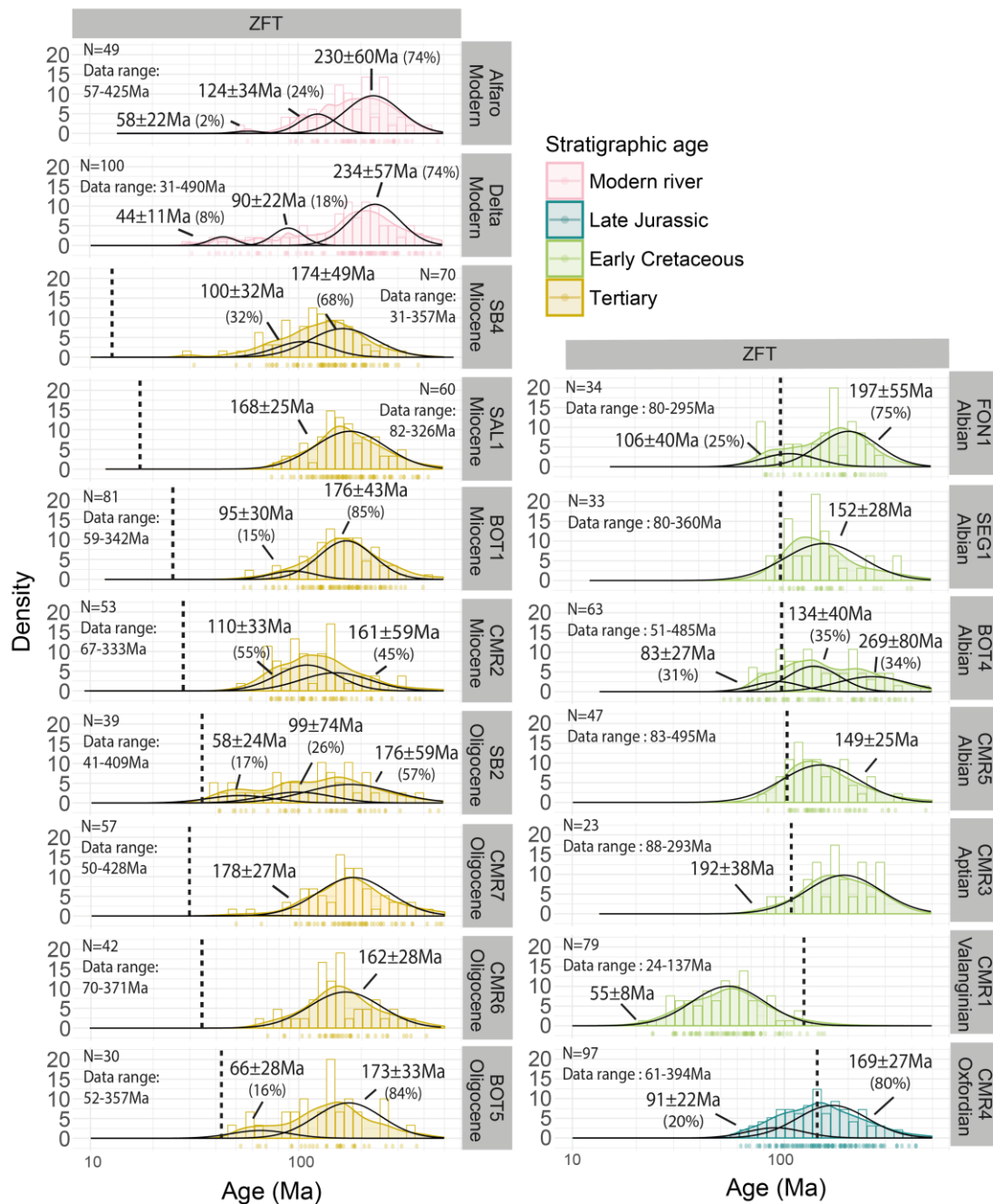


Figure 95 Diagramme de densité de probabilité comprenant les populations composites constituant la distribution des âges ZFT et leurs pics associés. La déconvolution des différentes populations a été réalisée avec le programme Binomfit (eg. Ehlers et al 2005). L'âge stratigraphique de chaque échantillon est indiqué par des lignes pointillées. Les données ZFT et AFT sont également disponibles sous forme de radial plot en annexe 5 et 6.

4.1.4. Coupe de Ségura de los Baños

Seuls les échantillons FON1 et SEG1 de la formation Utrillas (Albien - 107 ± 7 Ma) ont pu être analysés (voir Figure pour localisation). 35 à 36 grains ont pu être comptés dans ces deux échantillons. Ils révèlent des âges ZFT entre 80 et 360 Ma. L'échantillon Fon1 est constitué de deux populations dont les pics sont situés à 197 ± 55 Ma (P2-75%) et à 106 ± 40 Ma (P1-25%). Cette seconde population avoisine l'âge stratigraphique de la roche

échantillonnée ce qui peut correspondre à un léger recuit post-dépôt. La distribution ZFT de SEG 1 peut être décomposée en une seule population dont l'âge central est 152 ± 28 Ma. Encore une fois le nombre de grains datés ne permet pas d'établir des pics de population d'âge statistiquement bien contraint et doivent donc être confrontés aux autres résultats obtenus dans la région. Les échantillons proviennent de la même formation et sont spatialement proches. Cependant, les distributions des âges de grains ZFT entre FON1 et SEG1 sont assez différentes et ne peuvent donc pas être rassemblées.

4.1.5. Coupe de Salinas

Seuls 60 zircons issus de l'échantillon SAL 1 ont pu être datés par la méthode ZFT sur cette coupe (voir localisation en Figure). Les grains obtenus dans cette échantillon miocène (21.1 ± 1.8 Ma) s'étalent de 82 à 326 Ma et présentent une distribution gaussienne définissant un âge central de 168 ± 25 Ma.

4.1.6. Sédiments actuels

L'analyse de l'échantillon prélevé à Alfaro, situé en amont de la rivière, a fourni 49 âges ZFT. La décomposition statistique en population, permet de distinguer trois pics de 230 ± 60 Ma (P3-74%), 124 ± 34 Ma (P2-24%) et 58 ± 22 Ma (P1-2%). L'échantillon prélevé dans le delta de l'Èbre a fourni 100 âges ZFT, dont la distribution indique trois populations dont les pics sont de 234 ± 74 Ma (P3-74%), 90 ± 23 Ma (P2-18%) et 44 ± 11 Ma (P1-8%).

Les distributions des âges traces de fission obtenues en amont et en aval de la rivière de l'Èbre sont très proches et révèlent toutes deux (1) une population principale P1 triasique (2) une population crétacé inférieur et supérieur et (3) une population paléogène.

4.1.7. Résumé des résultats

Cinq populations d'âge ZFT ont pu être identifiées dans les sédiments non recuits étudiés (1) une population triasique vers 230-234 Ma (2) une population jurassique inférieur autour de 160-192 Ma (3) une population datée du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur autour de 133 à 152 Ma (4) une population albo-cénomanienne entre 110 et 86 Ma et (5) une population crétacé supérieur à tertiaire entre 44 et 83 Ma. Les résultats des distributions obtenues montrent une évolution dépendante de l'âge de dépôts des sédiments, mais peu influencée par la localisation des échantillons au sein de la zone d'étude.

4.2. Analyses (U-Th-Sm) /He sur apatite

Des analyses AHe ont également été menées afin de contraindre l'histoire thermique du bassin de l'Èbre. Celles-ci seront présentées dans cette partie résultats, mais exploitées dans le chapitre 6 dans une section dédiée à l'évolution géomorphologique du bassin. Un tableau détaillé présentant ces données est disponible en annexe 10. Un totale de 10 échantillons a pu être daté par cette méthode, dont quatre sont présentés et discutés dans le chapitre 4.

Les âges AHe obtenus dans cette étude sont compris entre 5.4 ± 0.3 et 86.5 ± 5.2 Ma et révèlent des valeurs d'eU entre 4 et 88 (Figure). Les valeurs de Th/U oscillent entre 0.6 et 16 (Figure).

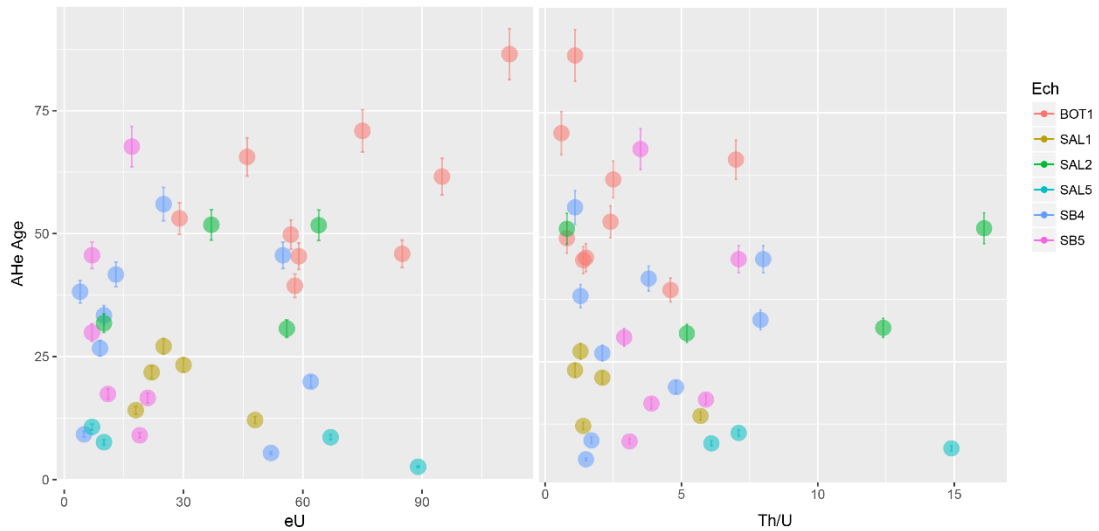


Figure 96 Diagramme des âges AHe en fonction de l'eU (uranium effectif) et du rapport Th/U en fonction des échantillons.

La plupart des échantillons montrent une corrélation « normale » de l'âge avec l'eU et des valeurs d'eU (plus les âges sont vieux plus ils sont riches en eU) et de Th/U très variables.

4.2.1. Coupe de Bot

Seul l'échantillon Bot 1 a pu être daté dans la coupe Catalane représentant un total de 9 apatites. Celui-ci montre une corrélation nette entre âge AHe et eU, révélant que les grains les plus vieux sont aussi les plus riches en Uranium effectif. Les âges AHe sont compris entre 39.4 ± 2.4 et 86.5 ± 5.2 Ma. Cet échantillon d'âge Oligocène est constitué de grains plus vieux que l'âge stratigraphique ($27,5 \pm 2$ Ma) et n'ont donc pas expérimenté de recuit post-dépôt.

4.2.2. Coupe de Sobron

Les échantillons SB4 et SB5 ont pu être datés par la méthode AHe. Ces deux échantillons ont donné respectivement sept et six âges AHe. Ils sont compris entre 5.4 ± 0.3 Ma et 41.7 ± 3 Ma pour SB4 et entre 9 ± 0.5 Ma et 67.7 ± 4.1 Ma. Deux apatites révèlent des âges à 9.2 ± 0.6 Ma et 5.4 ± 0.3 Ma et sont plus jeunes que l'âge stratigraphique de SB4 (13.5 ± 5 Ma). Une apatite révèle un âge AHe plus jeune que l'âge stratigraphique de l'échantillon Miocène SB5 (18 ± 5 Ma). Ces deux échantillons ont donc subi un recuit partiel après leurs dépôts au Miocène.

4.2.3. Coupe de Salinas

Les échantillons miocène, oligocène et éocène Sal1, Sal2 et Sal5 ont pu également être datés par la méthode AHe.

L'échantillon Sal5 présente trois grains dont les âges AHe sont datés à 7.6 ± 0.5 , 8.6 ± 0.5 et 10.7 ± 0.6 Ma. Ces âges, très concordants entre eux, révèlent des valeurs très variables en eU mais aussi en Th/U, signifiant peut-être que les sources de ces apatites sont différentes. Ces trois âges sont plus jeunes que l'âge stratigraphique de l'échantillon (36.4 ± 1 Ma). Ces sédiments éocènes ont donc expérimenté un recuit postdatant leurs dépôts.

Les âges étant très reproductibles entre eux, malgré des eU différents peut signifier un recuit important du sédiment suivi d'un refroidissement rapide.

L'échantillon Sal2, situé au cœur du synclinal de salinas, montre des âges de 31.8 ± 1.9 , 30.7 ± 1.8 , 51.7 ± 3.1 et 51.8 ± 3.1 Ma. La distribution bimodale des âges AHe de cet échantillon n'est pas corrélée à l'eU ou au rapport Th/U. Les âges AHe sont plus vieux que l'âge stratigraphique (27 ± 3 Ma) et n'ont donc probablement pas subi de recuit après leurs dépôts à l'Oligocène.

L'échantillon miocène Sal 1, est très peu dispersé que ce soit en âge de grain ou en eU, signifiant peut-être qu'une seule source en apatite est représentée par les grains sélectionnés. Les cinq âges AHe de cet échantillon sont compris entre 12.1 ± 0.7 et 27.1 ± 1.6 Ma. L'âge stratigraphique de cet échantillon est parfois plus vieux que les âges obtenus (21.1 ± 1.8 Ma) révélant un recuit partiel des apatites après leurs dépôts.

4.3. Analyses U/Pb sur zircon

En parallèle des datations traces de fission, des datations U-Pb sur zircon via de nouveaux montages ont été conduites sur les échantillons CMR4, CMR1, BOT1 et SAL1 (contenant encore un nombre suffisant de zircons après la réalisation des montages ZFT). Ces échantillons montrent un spectre d'âges dispersés entre 258 et 2802 Ma. Les âges U-Pb ont été représentés dans des diagrammes de densité de probabilité utilisé par le logiciel isoplot (Ludwig, 2003), afin d'identifier les âges des principaux épisodes magmatiques et métamorphiques associés aux zircons analysés dans les échantillons du bassin de l'Èbre (Figure 9). L'ensemble des âges U-Pb est disponible en annexe 11.

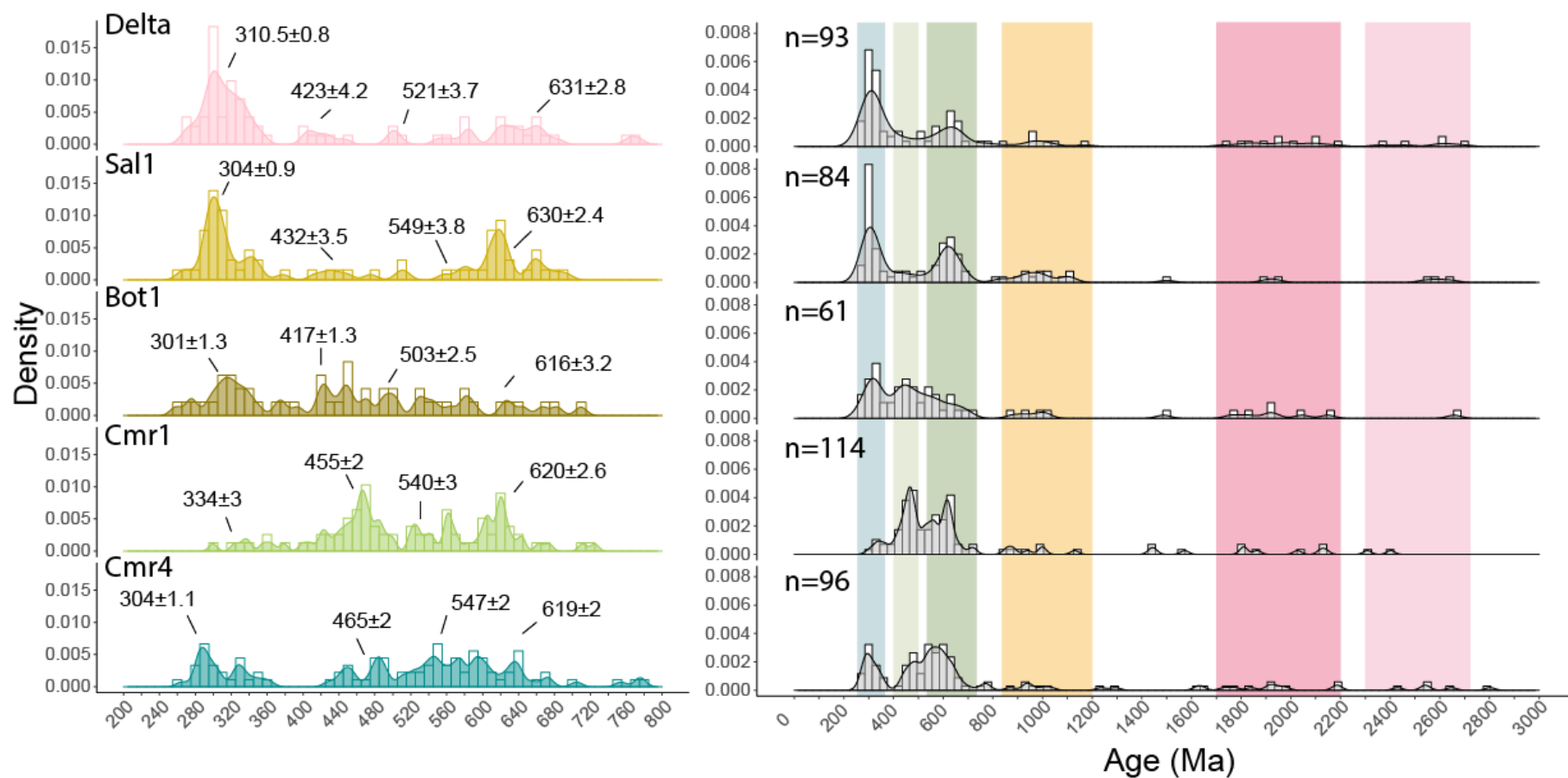


Figure 97 Histogramme et diagramme de densité de probabilité pour les âges U-Pb pour les premiers 800 Ma (diagramme de gauche) et pour l'intégralité du signal (diagramme de droite). Les largeurs des bandes utilisées pour les histogrammes sont de 10 Ma pour l'intervalle situé entre 0-800 Ma et de 30 Ma pour l'intervalle 0-3000 Ma. Les pics de populations présentées sont calculés avec le logiciel isoplot (Ludwig, 2003). Les bandes de couleurs correspondent aux différents événements thermiques et magmatiques enregistrés dans les sédiments ibériques dont la synthèse est présentée en Figure 88.

4.3.1. Coupe Cameros

La distribution des âges U-Pb dans les échantillons syn-rifts datés entre l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur (CMR4) indique une domination de la fraction de zircons datés entre 750 et 520 Ma (40% à 39%). Ils sont également relativement riches en zircon datés entre 510 et 400 Ma (16 à 33%). L'échantillon valanginien (CMR1) présente un léger enrichissement de ces mêmes populations par rapport à l'échantillon plus vieux. Cette tendance s'établit en relation avec une réduction des proportions de grains plus jeunes datés entre 295 et 360 Ma. Ces grains représentent 21% dans le Tithonien et seulement 6% dans le Valanginien. La proportion des grains les plus vieux (>850 Ma) est relativement équilibrée dans les deux échantillons syn-rifts. Dans cette tranche d'âge, l'intervalle 850-1200 Ma est davantage représenté (7%) que l'intervalle 1.7-2.2 Ga (6%) ou 2.3-2.7 Ga (4%).

4.3.2. Coupe de Bot et de Salinas

Les échantillons syn- à post-orogéniques représentés par Bot 1 et Sal 1 révèlent également une population importante de zircons cadomiens située entre 750 et 520 Ma (23-30%).

L'échantillon chattien (27.5 ± 2 Ma) provenant de la chaîne catalane (Bot1) est caractérisé par une proportion élevée de grains dévono-cambriens datés entre 400 et 510 Ma (26%). Elle est en revanche peu représentée dans l'échantillon burdigalien SAL1 (21.1 ± 1.8 Ma) (9%). Comparé à Bot1 et aux autres échantillons étudiés, ce dernier échantillon est enrichi en zircons (datation U-Pb) mésoprotérozoïques (14% contre 7% pour Bot1). Par rapport aux échantillons syn-rifts de Cameros, une augmentation de la population de zircon entre 310 et 295 Ma (15% à 27%) et entre 320 et 360 Ma (12 et 11%) est observée.

4.3.3. Sédiments actuels

Seul l'échantillon issu du delta a pu être exploité pour les mesures U-Pb sur zircon pour lesquels 93 âges concordants ont été obtenus. La distribution des âges montre un large spectre depuis des âges néo-archéens à paléozoïques (Figure 9). Elle montre que la majorité des zircons sont datés entre 310 et 295 Ma (24%). Ces derniers sont associés à plusieurs populations secondaires datées entre 360 et 320 Ma (20%) et 750 et 520 Ma (20%). Cet échantillon est relativement riche en zircons anciens puisqu'il contient 7% de zircons mésoprotérozoïques (850-1200 Ma), 10% de zircons paléoprotérozoïques (1,7-2,2 Ga) et 5% de zircons archéens (2,3-2,7 Ga).

4.4. Analyses pétrographiques des sédiments

Les résultats des analyses pétrographiques sont résumés en Table 5, Table 6, Table 7 et Table 8. Quatre faciès et cinq sous faciès pétrographiques ont pu être identifiés parmi les 23 échantillons de sable prélevés le long des coupes présentées plus haut. Neuf échantillons actuels et fossils ont pu être analysés selon la méthode de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) pour laquelle 300-400 points sont comptés au microscope. La proportion des différents grains a été estimée de manière qualitative pour les autres échantillons, car le temps disponible dans cette étude ne permettait pas une analyse pétrographique complète pour tous les échantillons (Table 5). Une attention plus particulière s'est portée sur les échantillons de la formation Utrillas datés de l'Albien car cette période est clef dans l'histoire géodynamique et paléogéographique de l'Ibérie.

Table 5 Analyses pétrographiques pour les échantillons prélevés dans l'ancien ainsi que leurs faciès associés. Ptc = méthode de comptage par point et % = comptage qualitatif. Q= quartz, F = feldspath, Li = ignée, Lv=volcanique, Lc = carbonate, Lp = détritique, Lch = chertz, Lm = métamorphique.

ID	Total%								Méthodes	Faciès
	Q	F	Li	Lv	Lc	Lp	Lch	Lm		
sb1	72	26	1	0	0	1	0	0	PtC	Faciès 1a
sb2	35	30	0	0	35	0	0	0	%	Faciès 2
sb3	38	12	0	0	50	0	0	0	%	Faciès 2
sb4	52	2	0	1	43	2	0	0	PtC	Faciès 2
sb5	20	15	0	4	61	0	0	0	%	Faciès 2
cmr1	61	2	4	0	0	1	0	32	%	Faciès 1b
cmr2	49	6	0	3	11	6	1	24	%	Faciès 3
cmr3	39	22	0	0	0	8	0	31	%	Faciès 1b
cmr4	81	0	0	0	12	0	7	0	%	Faciès 1c
cmr5	88	2	0	0	0	0	2	11	PtC	Faciès 1b
cmr6	42	42	0	1	0	7	1	7	%	Faciès 1b
cmr7	87	5	0	0	0	5	0	2	PtC	Faciès 1b
bot1	34	24	7	0	27	0	7	2	%	Faciès 2
bot2	15	5	0	0	80	0	0	0	%	Faciès 4
bot3	8	2	0	0	90	0	0	0	%	Faciès 4
bot4	98	2	0	0	0	0	0	0	PtC	Faciès 1a
bot5	38	6	0	0	51	4	0	0	%	Faciès 2
fon1	96	2	0	0	0	1	0	0	PtC	Faciès 1a
fon4	53	2	0	0	10	16	0	19	%	Faciès 3
sal1	38	5	3	0	33	7	4	10	PtC	Faciès 3
sal2	20	0	0	0	42	8	27	2	%	Faciès 3
sal6	64	3	4	0	29	0	0	0	%	Faciès 3

4.4.1. Pétrofaciès 1a

Le faciès 1a regroupe les échantillons albiens de la formation Utrillas des coupes de Sobron (Sb1), Bot (Bot4) et de Segura (Fon1). Ces sables sont des quartz-arénites (Bot4 et Fon1) à arénites arkosiques (Sb1) (Figure). Ils sont caractérisés par une majorité de minéraux de quartz plus ou moins bien triés, pouvant être associés à des feldspaths (Figure). Ces dépôts de la formation Utrillas sont également associés à un index ZTR élevé (100 à 94) révélant une maturité élevée des sources (Table 8).

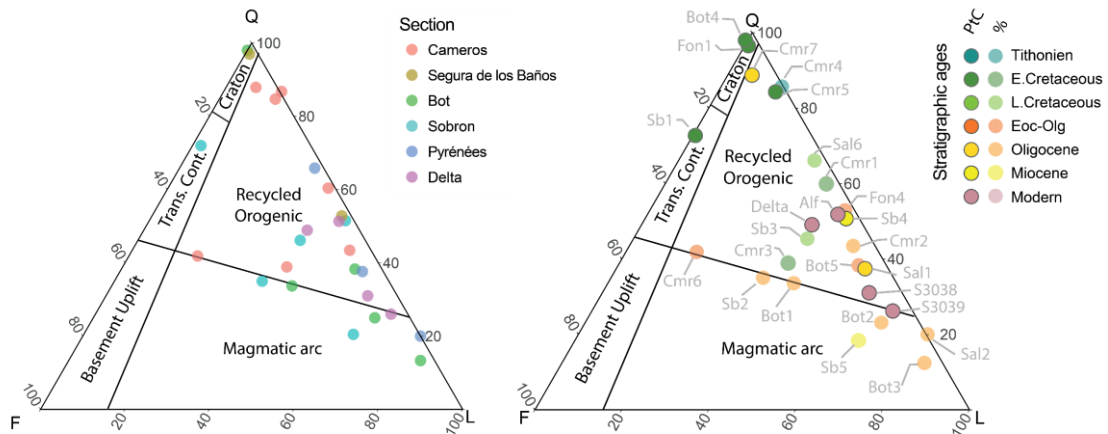


Figure 98 Diagramme ternaire QFL (Quartz, Feldspaths, Lithiques) présentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques selon deux distributions : A) par coupe et B) par âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point sont indiqués par des cercles opaques. Les autres échantillons ont été analysés de manière qualitative.

4.4.2. Pétrofaciès 1b

Le faciès 1b est également caractérisé par une prépondérance de quartz associés à des fragments de roches d'origine métamorphique et des feldspaths en proportion variables. Ce faciès regroupe des sublitharénites (Cmr7, Fon4, Cmr5), des arénites lithiques (Cmr1, Cmr3), et des arénites feldspathiques (Cmr6).

La plupart des fragments qui les composent correspondent à des métasédiments présentant un degré métamorphique faible qui se manifeste par un alignement des minéraux. Certaines roches sont également constituées de clastes métamorphiques de rang plus élevé caractérisés par un alignement des minéraux présentant des séricites (micas) (Figure). Le degré de métamorphisme subit par les sources du sédiment peut être estimé en calculant l'indice MI. Celui-ci est égal à la somme pondérée ou chaque pourcentage des grains, correspondant aux catégories de grains métamorphiques de rang 1, 2, ... & 5, sont multipliés par un facteur 1, 2, ... & 5 respectivement. Cet indice varie de 100 à 500. Un indice MI de 100 indique par exemple que seuls des fragments avec un métamorphisme de rang 1 sont représentés dans l'échantillon. Les indices métamorphiques (MI) calculés à partir des échantillons Cmr5 et Cmr7 sont respectivement de 200 et 69 (Table 6 et Table 7).

De manière générale les sédiments syn-rifts et syn-orogéniques de Cameros (largement représentés par ce faciès) sont très pauvres en éléments carbonatés et riches en quartz et en éléments métamorphiques (Figure).

Table 6 Analyses pétrographique par la méthode du comptage par point. Q = quartz, KF = feldspath potassique, P = plagioclase, L=lithique grains (Lv=volcanique, Ls = sédimentaire, Lcc = carbonate, Lcd = dolomite, Lp = détritique, Lch = chertz, Lm = métamorphique, Lms =métasédiment, Lmv = métavolcanique, Lmf = métafelsique, Lmb = métabasite, HM minéraux lourds. MI et MI* = indice métamorphique (Garzanti & Vezzoli, 2003). Les échantillons S5448 et S3039 correspondent également à des sédiments modernes collectés dans le delta de l'Èbre (par Eduardo Garzanti).

Sample	% total																%QFL						%L						MI*	MI
	Q	KF	P	Lvf	Lvm	Lcc	Lcd	Lp	Lch	Lms	Lmv	Lmf	Lmb	Lu	mica	HM	Q	F	L	Qp/Q	P/F	Q/F	Li	Lv	Lc	Lp	Lch	Lm		
ALF	51	1	2	1	0	30	2	5	1	5	0	1	0	0	0	1	52	3	45	20	64	17	0	1	32	5	1	6	181	89
DELTA	49	3	6	1	0	26	1	4	1	4	1	3	0	0	0	1	49	9	42	25	63	6	0	1	27	4	1	8	213	129
S5448	43	3	5	1	0	29	3	4	1	2	1	5	0	0	0	3	44	8	48	26	65	6	0	1	33	5	1	8	290	167
S3039	24	0	4	0	0	47	3	0	1	5	4	4	1	0	0	8	26	4	70	18	93	6	0	0	54	0	1	15	209	202
S3039	27	1	5	0	0	38	3	3	0	5	1	3	1	0	0	13	31	7	62	28	79	4	0	0	47	4	0	11	215	165
FON1	95	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	96	2	1	22	50	39	0	0	0	1	0	0	n.d.	120
CMR7	84	3	2	0	0	0	0	4	0	1	0	1	0	0	0	4	87	5	8	25	32	17	0	0	0	5	0	2	240	69
CMR5	81	2	0	0	0	0	0	0	2	9	1	1	0	0	3	0	83	2	15	34	11	38	0	0	0	0	2	11	200	200
BOT4	98	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	98	2	0	2	86	52	0	0	0	0	0	0	n.d.	n.d.
SB4	51	1	2	0	0	43	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	51	2	47	20	67	22	0	1	43	2	0	0	n.d.	0
SB1	72	24	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	72	26	1	20	8	3	1	0	0	1	0	0	n.d.	n.d.
SAL1	39	3	4	0	0	33	0	8	4	8	1	1	0	0	0	0	38	5	58	25	61	8	3	0	33	8	4	10	157	83

Table 7 : Analyse des minéraux lourds des échantillons modernes avec tHm = nombre de minéraux transparents comptés, HMC et tHMC = index de concentration des minéraux lourds et des minéraux lourds transparents (weight%), ZTR=Zircon Tourmaline Rutile index, HCI = Hornblende Colour Index and MMI = Metasedimentary Index (Ando et al. 2014).

ID	n° tHM counted	HM % weight	tHM % weight	zircon	tourmaline	rutile	anatase	Monazite	apatite	vesuvianite	epidote	prehnite	garnet	chloritoid	staurolite	andalusite	kyanite	sillimanite	amphibole	clinopyroxene	hypersthene	olivine	Cr-spinel	ZTR	HCI	MMI	% tHM
Alf	212	1	0	8	36	7	1	0	6	0	20	0	2	9	0	0	0	0	0	10	0	0	0	50	n.d.	2	29
Delta	208	1	1	2	5	0	0	0	2	0	42	1	12	0	1	6	0	0	7	21	0	0	0	8	76	53	41
S5448	215	10	6	8	5	1	0	0	0	0	35	0	24	0	2	3	0	0	5	16	0	0	0	13	37	45	50
S3039	219	8	7	2	3	1	0	0	1	0	12	0	26	0	4	1	0	0	10	37	0	0	0	6	57	50	44

4.4.3. Pétrofaciès 1c

Le faciès 1c n'est observé que pour un seul échantillon (CMR4) présentant une proportion dominante de grains de quartz associés à des cherts et des fragments provenant d'une plateforme carbonatée (fragment de crinoïdes, oolites) (Figure).

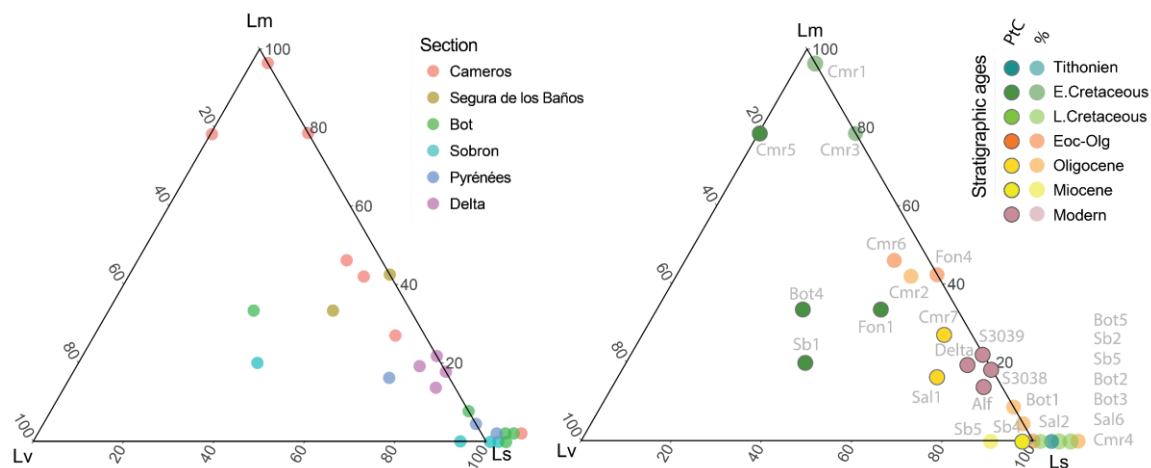


Figure 99 Diagramme ternaire LvLmLs (Lithiques volcaniques, Lithiques métamorphiques, Lithiques sédimentaires) représentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques par A) coupe et par B) âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point (« point counting ») selon la méthode de Gazzi-Dickinson (1966) sont indiqués par des cercles opaques. Les autres échantillons ont été analysés de manière qualitative.

4.4.4. Pétrofaciès 2

Le faciès 2 caractérise les roches majoritairement composées de fragments lithiques carbonatés et de quartz ne présentant aucun fragment de roches métamorphiques. Selon la teneur en feldspaths, le faciès 2 est divisé en deux sous faciès 2a (riche en feldspaths) et 2b (pauvre en feldspaths). Il regroupe les litho-arénites carbonatés Sb2, Sb3, Sb4 et Sb5 riche en feldspaths déposées entre le Crétacé Supérieur et le Miocène et les litho-arénites carbonatées Bot5 et Bot1 pauvre en feldspaths déposées respectivement au Priabonien et au Chattien.

Table 8 : Analyse minéraux lourds des échantillons SB1, FON1, BOT4, BOT1, et BOT5.

ID	n° tHM counted	n° total grains	% total										ZTR	% tHM	% opaque	% carbonates	
			zircon	tourmaline	rutile	anatase	Monazite	apatite	vesuvianite	epidote	prehnite	garnet					staurolite
SB1	190	399	6	90	4	0	0	0	0	0	0	0	0	100	48%	52%	1%
FON1	228	391	4	87	1	0	0	0	0	0	0	7	92	58%	42%	0%	
BOT4	262	372	32	38	24	0	0	0	0	0	0	6	94	70%	30%	0%	
BOT1	256	930	13	65	5	0	3	0	0	0	8	7	83	28%	45%	27%	
BOT5	282	600	23	57	7	0	1	1	0	0	4	8	87	47%	48%	6%	

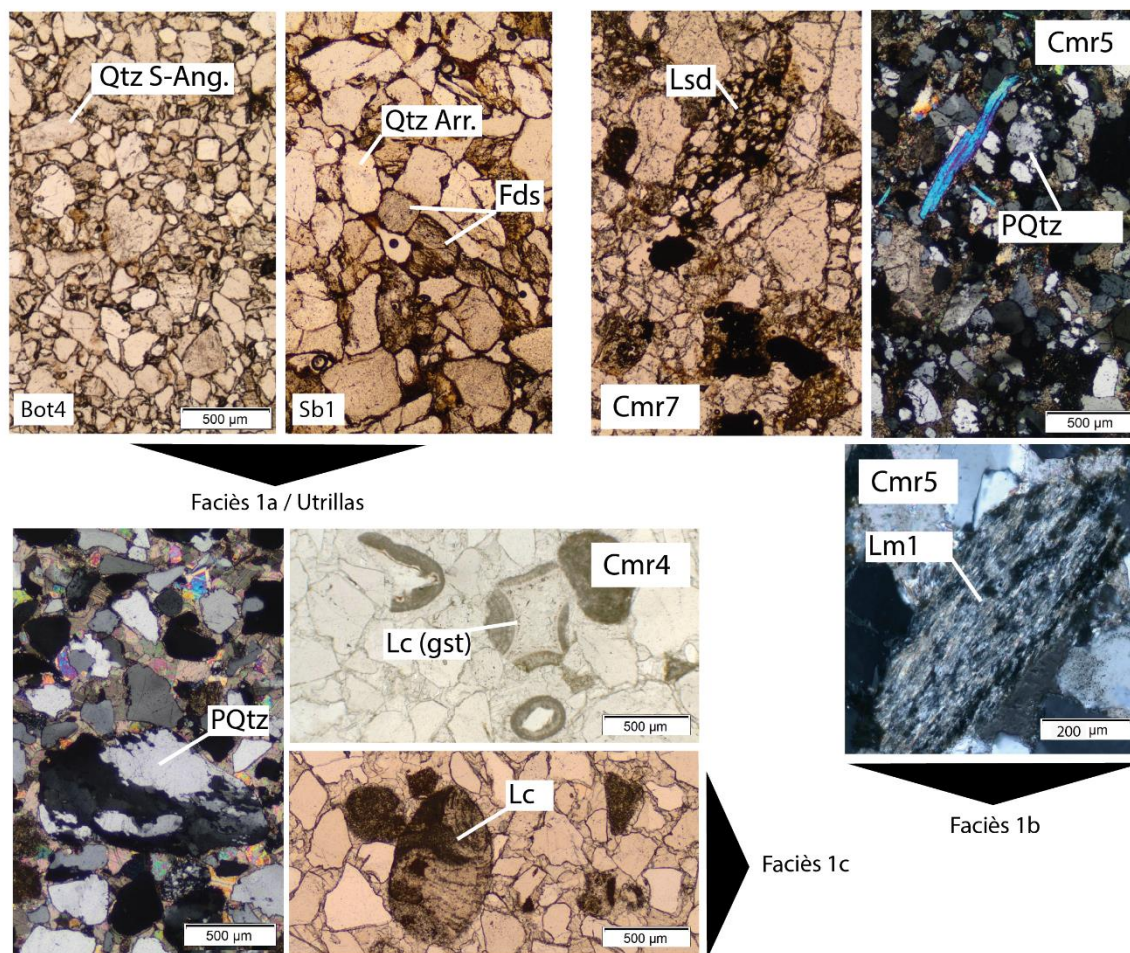


Figure 100 Photos correspondant au faciès 1a, 1b et 1c. Qtz S-Ang = Quartz sub-anguleux ; Qtz Arr. = Quartz arrondis ; PQtz = Poly-quartz ; Fds Feldspaths ; Lsd, Lithiques sédimentaires détritiques (ici grès avec grains sub arrondis) ; Lc, Lithiques carbonatés, Lci Lithiques sédimentaires carbonatés intra-basins ; Lm1 Lithiques métamorphiques de degré faible (alignement et réorganisation des minéraux).

4.4.5. Pétrofaciès 3

Le faciès 3 caractérise des roches composées principalement de fragments lithiques carbonatés et métamorphiques. Il regroupe essentiellement des litho-arénites carbonatés prélevées sur la coupe de Salinas (bassin de Jaca) déposées entre le Crétacé Supérieur (Sal 6) et l'Oligo-Miocène (Sal2 et Sal1) et une litho-arénite déposée au Chattien de la coupe de Cameros (Cmr2). L'index métamorphique calculé sur l'échantillon Sal 1 est de 82. Ce pétrofaciès caractérise également les échantillons prélevés en amont et à l'embouchure de l'Èbre. La majorité des clastes composant les sables de l'Èbre constitue des fragments de roches carbonatées (Table 7). Ils sont associés à des fragments de minéraux métamorphiques, des quartz et des feldspaths. La plupart des clastes métamorphiques sont issus de roches méta-ignées de degré métamorphique très varié et de quelques clastes méta-sédimentaires détritiques. L'indice métamorphique (MI) de ces litho-arénites carbonatés est de ~200 (Table 7).

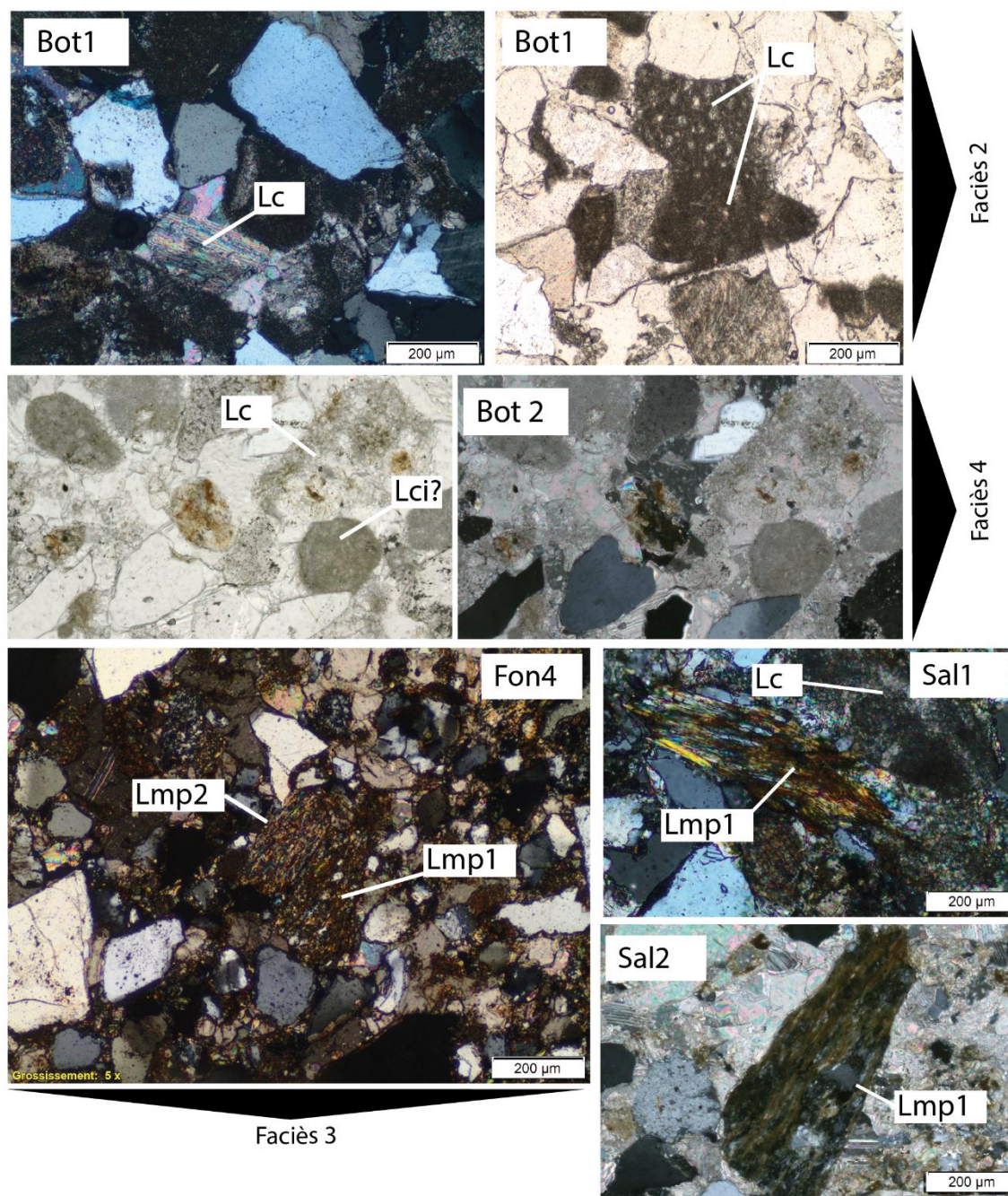


Figure 101 Photos correspondant au faciès 2, 3 et 4.

Si la pétrographie des sables en amont et en aval de l'Èbre semble similaire, le cortège de minéraux lourds (HM) observé est différent (Table 7). La majorité des minéraux lourds du delta est constituée de pyroxène (20%), d'épidote (40%) et de grenat (12%). L'indice de couleur des hornblendes (HCI) calculé pour cet échantillon est de 76 ce qui indique une origine méta-sédimentaire pour ces minéraux (Ando et al. 2015). Le métamorphisme atteint par ces métasédiments correspond au faciès amphibolite de moyenne température (MMI = 53). Le cortège de minéraux lourds des sables prélevés à Alfaro est constitué en majorité de tourmaline (36%), de pyroxène (10%), d'épidote (20%) et de choritoïde (9%). Il est appauvri en grenat (2%) par rapport au sable du delta et ne présente aucune amphibole et andalousite. Le pourcentage de minéraux transparents est également beaucoup plus faible que celui des

sables du delta (29% contre 41%). L'indice ZTR (Zircon – Tourmaline –Rutile) atteint 50 à Alfaro contre un indice de 8 dans le delta.

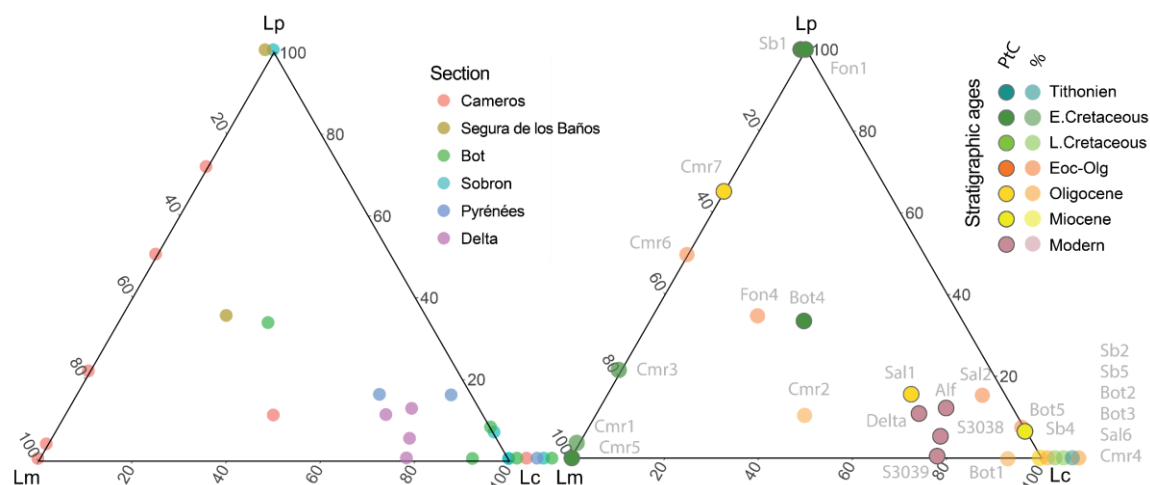


Figure 102 Diagramme ternaire LmLpLc (Lithiques métamorphiques, Lithiques détritiques, Lithiques carbonatés) représentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques par A) coupe et par B) âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point « point counting » selon la méthode de Gazzi-Dickinson (1966) sont indiqués par des cercles opaques. Les autres échantillons ont été analysés de manière qualitative.

4.4.6. Pétrofaciès 4

Le faciès 4 est composé par une dominante de fragments lithiques carbonatés et des quartz. Il est caractérisé par une absence de fragment lithique détritique ou métamorphique. La proportion de fragments lithiques carbonatés a pu être exagérée par la présence de carbonates authigéniques, parfois difficile à distinguer des fragments issus de l'érosion d'un massif carbonaté. Ce faciès regroupe les litho-arénites carbonatées de Bot 2 et 3 déposées pendant le Rupélien.

4.4.7. Résumé de l'évolution de la signature pétrographique

L'évolution de ces différents pétrofaciès au cours du temps est très bien marquée par l'apport progressif en lithique (Figure). La nature de ces lithiques semble également varier avec le temps. Les dépôts les plus jeunes présentent en effet un enrichissement en fragments sédimentaires carbonatés (Pétrofaciès 3 et 4) au détriment de fragments sédimentaires détritiques et métamorphiques (Pétrofaciès 1 et 2) (Figure et Figure). Cette évolution semble indiquer la transition entre depuis des sources en provenance d'un domaine continental stable qui évoluent vers des sources provenant d'une couverture sédimentaire riche en carbonate.

Au second ordre, des variations de faciès entre les coupes échantillonnées peuvent être observées. C'est notamment le cas pour la coupe de Cameros dont les échantillons sont très pauvres en éléments carbonatés et riches en quartz et en éléments métamorphiques. Cela indique des apports depuis une source de socle magmatique avec assez peu de sédiments carbonatés. La coupe de Sobron révèle des sables caractéristiques du pétrofaciès 1b riche en feldspaths (microcline et perthite) reflétant probablement des apports plutoniques.

5. Discussion

5.1. Comparaison U-Pb in situ/détritique par échantillon

Six à sept populations de zircons (âges U-Pb) ont pu être déterminés dans les échantillons des dépôts datés entre le Jurassique et actuel. Ces populations peuvent être interprétées en termes d'évènements magmatiques ou métamorphiques qui ont affectés le socle ibérique (Figure).

La population la plus jeune datée entre 290 et 360 Ma est associée au plutonisme Hercynien largement représenté dans la Zone Axiale (ZA) et dans la Zone Centrale Ibérique (CIZ). Excepté pour les sédiments syn-rifts valanginiens échantillonnés (Cmr1), cette population constitue le pic le plus important présent dans tous les échantillons collectés. Elle peut être divisée en deux sous-populations, une population syn orogénique entre 320 et 360 Ma et une population post orogénique tardi-hercynienne entre 310 et 290 Ma. La population tardi-hercynienne n'est pas vraiment discriminante puisque les plutons de cet âge ont affecté la chaîne Hercynienne et son avant-pays constitué, entre autres, de la ZA. Celle-ci présente par ailleurs un nombre de grains plus important que la fraction hercynienne elle-même, car les plutons formés entre 320 et 360 Ma sont restreints au cœur de la chaîne Hercynienne. Les âges U/Pb du Dévono-Silurien trouvés entre 400 et 470 Ma sont associés à la formation des microcontinents Avalonia et Armorica et peuvent donc être rattachés au cycle hercynien également (Matte et al., 2001). La population 475-510 Ma coïncide avec la mise en place de l'océan Rhéique qui se manifeste en Ibérie par la formation volcano-sédimentaire Ollo de Sapo. Les zircons datés entre 520 et 800 Ma correspondent à des populations cadomiennes très abondantes dans les sédiments anté-hercyniens de la plaque ibérique (Talavera et al., 2012 ; Pastor-Galán et al., 2013 ; Martínez et al., 2016). En Ibérie des roches plutoniques cadomiennes affleurent ponctuellement à la limite entre la WALZ et la CZ et dans l'OMZ (Pereira, 2015 et références associées). Enfin les populations antérieures à 800 Ma peuvent être connectées à différents évènements géodynamiques reliés à l'orogénèse de Grenville et à l'amalgamation de différents super-continentaux au Paléoprotérozoïque et à l'Archéen. Ces populations sont très fertiles dans les sédiments de l'Ediacarien et du Cambro-Ordovicien (Pereira, 2015).

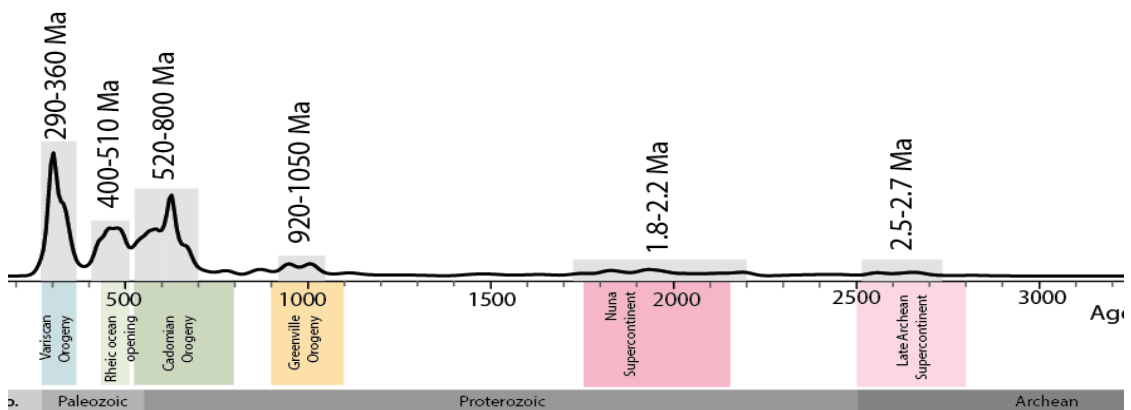


Figure 103 Diagramme de distribution utilisant la fonction Kernel de la totalité des grains datés ainsi que les six populations répertoriées dans cette étude et les événements auxquels ils sont

corrélés. Si ces différentes populations sont généralement toutes représentées dans les échantillons collectés, elles ne représentent pas les mêmes proportions d'un échantillon à l'autre.

5.1.1. Séries syn-rift de Cameros : variation des sources entre le Tithonien et le Valanginien

Les distributions des deux échantillons syn-rifts collectés dans le bassin de Cameros (Cmr) sont constituées d'une fraction majeure de zircons présentant une signature cadomienne associée à un pic marqué à 630 Ma dans les sédiments du Valanginien. Cette population est très présente dans les dépôts des séries triasiques à précambriennes en Ibérie. Ils sont notamment très abondants dans les dépôts du complexe schisto-greywacke (SGC) de la CIZ (Figure). Une population cambro-ordovicienne est également identifiable dans les deux échantillons entre 500 et 470 Ma. Celle-ci est probablement associée au magmatisme Cambro-Ordovicien affectant la péninsule Ibérique en particulier la zone nord de la CIZ où ce magmatisme est très marqué (formation Ollo de Sapo et nord du massif de Guadarrama). La fraction de zircons datés du Dévono-Silurien entre 390 et 500 Ma peut également provenir des sédiments triasiques et permien, mais elle est surtout marquée dans les dépôts carbonifères situés dans la zone est du bloc de l'Èbre (4-Figure). Les échantillons collectés dans cette zone montrent par ailleurs une similarité significative avec les échantillons syn-rifts collectés dans cette étude en particulier avec les dépôts datés de l'Oxfordien-Kimmeridgien inférieur (Cmr4) (Figure).

La différence majeure entre chacun de ces échantillons est soulignée par la population tardi-hercynienne qui représente 21% des zircons de la distribution des sédiments oxfordien-kimmeridiens (Cmr 4) contre 6% des zircons des sédiments valanginiens (Cmr 1) (Figure). La quasi-absence de grains de cet âge est étonnante, car les plutons tardi-hercyniens sont présents aussi bien dans le cœur de la chaîne hercynienne (e.g. CIZ) que son avant-pays (e.g. Zone Axial).

Ces populations étant enregistrées dans les dépôts sédimentaires dès le Pennsylvanien (Figure ; Pastor-Galán et al., 2013), cela pourrait indiquer que les sources des sédiments valanginiens de Cameros (Cmr1) sont constituées de sédiment anté-hercyniens et donc anté-pennsylvaniens (Figure). L'absence de grains tardi-hercyniens pour cette période est également avéré dans les dépôts du Trias Inférieur (Buntsandstein) du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012). Il est intéressant de noter que cette absence de grain hercynien n'est pas continuellement enregistrée par les sédiments du Trias Inférieur. En effet, celle-ci interrompt, une séquence où l'enregistrement de la signature hercynienne était systématique. Cette absence est par ailleurs associée à une importante fraction de grains dont l'âge U-Pb est entre 390 et 500 Ma, similaire à la distribution enregistrée par Cmr1.

L'évolution du signal U-Pb enregistré au Tithonien et au Valanginien semble indiquer une réorganisation du drainage du bassin. Pendant le Tithonien, l'érosion implique la couverture triasique (éventuellement recyclée) à carbonifère présent sur le Bloc de l'Èbre, sur le massif de la Demanda et sur la marge sud du massif Ibérique. Au Valanginien, les sources pourraient être plus anciennes.

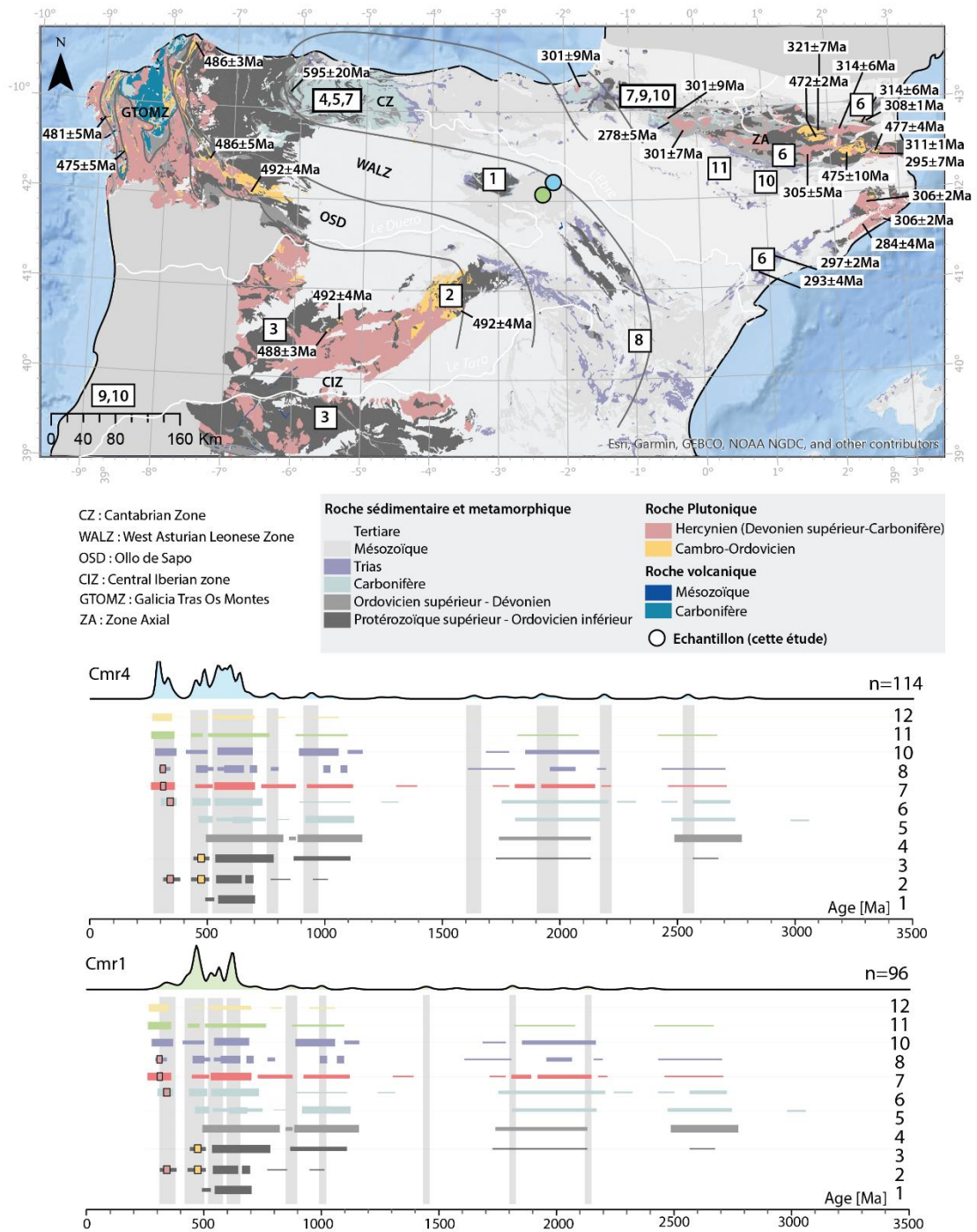


Figure 104 Diagramme de densité (KDE) des échantillons syn-rift du bassin de Cameros, comparés aux différents signaux U-Pb obtenus dans les roches sédimentaires cambro-ordovicienne à tertiaire de la zone d'étude. Avec (1) sédiments cambriens de la Demanda (WALZ) (Ábalos et al., 2012) (1), (2) paragneiss précambriens du massif de Guadarrama (CIZ) (Orejana et al., 2015), (3) sédiments cambro-ordoviciens de la CIZ (Talavera et al., 2012), (4) sédiments anté-hercyniens datés de l'Ordovicien supérieur au Mississippien dans la CIZ et la CZ (Talavera et al., 2012; Pastor-Galán et al., 2013), (5) sédiments carbonifères de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013), (6) sédiments carbonifères de la CCR et la ZA (Hart et al., 2016; Martínez et al., 2016), (7) sédiments permien du bassin de Mauléon, de Viar et de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013; Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017), (8) sédiments du Trias du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012) (9) sédiments triasiques du bassin de Lusitania, d'Algarve et de Mauléon (Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017);

Pereira et al., 2017), (10) sédiments crétacés syn-rifts du bassin d'Organya, de Mauléon et Lusitanien (Filleaudeau et al., 2012; Dinis et al., 2016; Hart et al., 2016), (11) sédiments tertiaires des Pyrénées (Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017)..

5.1.2. Séries syn- à post-orogéniques

La distribution U-Pb des dépôts syn- à post-orogéniques est dominée par une importante proportion de zircons U-Pb hercyniens. Cette proportion augmente progressivement du Chattien (Bot 1) à l'actuel (Delta) (Figure). Ces échantillons présentent des distributions similaires aux sédiments datés entre le Crétacé et l'Oligocène et de certains sédiments datés entre le Carbonifère et le Trias Inférieur, affichant une population hercynienne bien marquée (Figure).

La Figure montre que les dépôts post orogéniques (Sal 1 et Delta) sont représentés par les mêmes populations. L'écart absolu le plus important entre les deux distributions (Delta et Sal1) correspond à la présence d'un pic cadomien (630 Ma) dans l'échantillon Sal1. Ces différences se manifestent également dans les zircons anciens puisque la distribution de Sal1 révèle un déficit de grains protérozoïques par rapport aux sédiments actuels. Dans tous les cas, cette forte ressemblance entre Sal1 et Delta suggère que les sédiments miocènes situés à proximité des Pyrénées sont une source des sédiments actuels à l'embouchure de l'Èbre.

L'échantillon Bot1 est plus ancien (Chattien) que Sal 1 (Miocène). Il est situé au front de la Chaîne Catalane et sa distribution est constituée d'une fraction importante de zircons datés du Cadomien et du Dévono-Silurien, ce qui pourrait montrer un apport des sédiments carbonifères de la région catalane dans les sédiments chattiens.

L'enrichissement en grains protérozoïques enregistrés par ces dépôts, peut être attribué au recyclage de sédiments anciens, eux-mêmes enrichis en cette fraction (Figure). L'échantillon Bot1 est fortement enrichi en grains cryogéniens, toniens et paléoprotérozoïques (850-630 Ma, 850-100 Ma, 1600-2500 Ma). Cet enrichissement est également visible dans la distribution des âges U-Pb dans les sédiments actuels et en moindre mesure dans les échantillons du bassin de Cameros. Ces signatures anciennes sont en revanche peu représentées dans les distributions des sédiments tertiaires et crétacés des Pyrénées (Figure). Malgré une forte influence des sédiments miocènes pyrénéens, il semble que les sédiments actuels portent également la signature des sédiments issus de la chaîne ibérique (eg. Bot1).

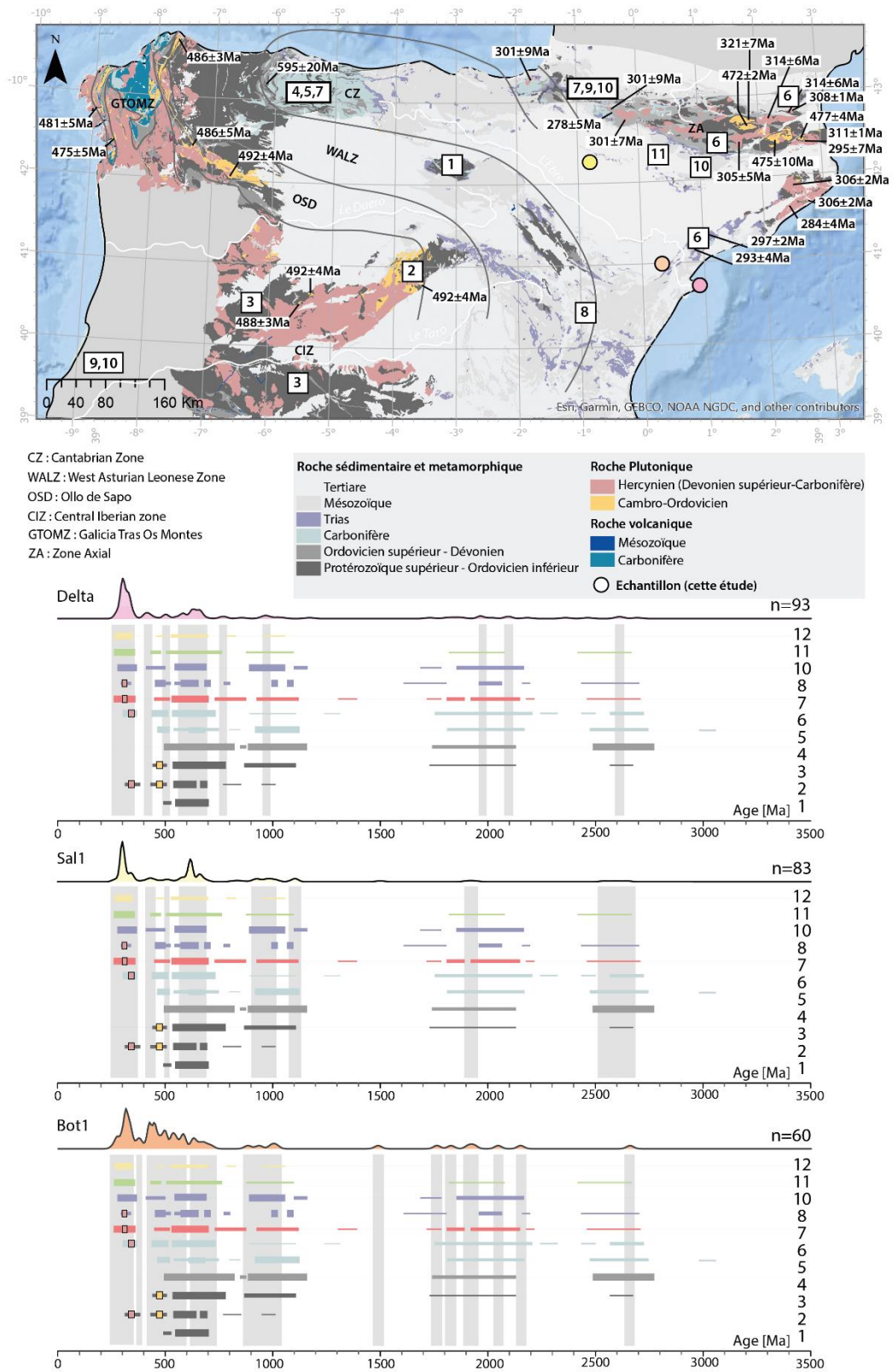


Figure 105 Diagramme de densité utilisant la fonction kernel les échantillons étudiés syn- à post-orogéniques comparés aux différents signaux obtenus dans les roches sédimentaires cambro-ordovicienne à tertiaire de la zone étudiée (voir Figure pour les références).

5.1.3. Approche statistique des données U/Pb

a Analyses k-s

Le tableau des résultats du test du k-s indique que les distributions des échantillons entre Cmr4 et Cmr1 sont significativement peu différentes (Figure). La même observation peut être faite entre les distributions des échantillons Delta et Bot 1 ainsi que Sal1 et Bot 1, qui montrent respectivement des valeurs de p-values entre 14 et 19% (Figure). De même, la p-values obtenue entre les échantillons Sal 1 et Delta affiche une forte probabilité de similarité de 75%.

En revanche, aucune des distributions des échantillons syn-rifts n'indique de valeurs supérieures à 5% avec les distributions syn-post orogéniques. Ceci indique que les différences entre les échantillons syn-rifts et syn-post orogéniques ne sont probablement pas dues au hasard uniquement et que ces différences sont significatives.

Ces deux groupes, Mésozoïque et Tertiaire, sont donc significativement différents et indiquent un changement de source entre ces deux périodes. Les différences observées entre les distributions d'âge U-Pb sur zircon se concentrent essentiellement sur les 650 derniers millions d'années (Figure).

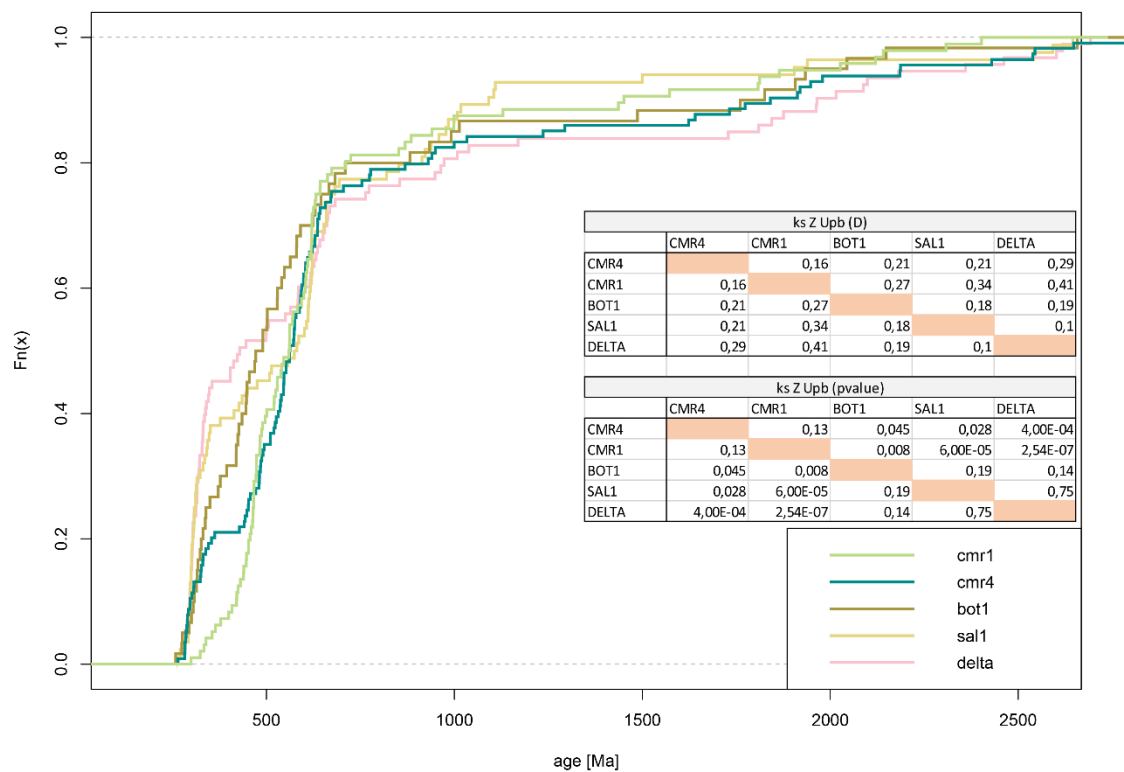


Figure 106 Courbe de distribution cumulative des échantillons collectés dans cette étude et table des valeurs obtenue par le k-s test pour chaque couple d'échantillons.

b Analyse MDS

Pour comparer plusieurs échantillons entre eux une analyse MDS (Multi-dimensionnel-Scaling) peut être utilisée via le package provenance disponible sur R (Vermeesch, 2013;

Vermeesch et al., 2016). Elle est fondée sur le test k-s afin d'obtenir une représentation visuelle. Dans ce diagramme, la distance apparente entre deux échantillons sera d'autant plus grande que la p-values est faible. Le diagramme MDS réalisé pour les échantillons datés en U-Pb sur zircon de cette étude et les données U-Pb issues de la littérature décrivent comme précédemment (Figure), deux grands groupes séparant les sources des sédiments syn-rifts (Cmr1 and cmr4) des sédiments syn- à post orogéniques (Bot1, Delta, Sal1,) (Figure).

La distribution des âges U-Pb sur zircon des sédiments syn-rifts issus du bassin de Cameros apparaissent plus proches du contenu U-Pb des roches sédimentaires précambriennes à triasiques (point gris et roses, ex les sédiments précambriens de la montagne de Guadarrama PC-CIZ (2) et les dépôts précambriens de la Zone Centrale Ibérique PC-CIZ (3)). De manière générale, la proximité, dans le diagramme MDS, de la distribution des âges U-Pb des dépôts anté-hercyniens, hercyniens, triasiques et permien, indique que le contenu géochronologique U-Pb a été recyclé au cours du cycle orogénique hercynien et alpin (Trias) pour finalement être préservé dans les séries syn-rifts étudiées ici. Le déplacement dans le diagramme MDS, depuis la gauche en bas vers la droite en haut, indique que ce recyclage a été accompagné d'une modification de la distribution qui est restée toutefois limitée.

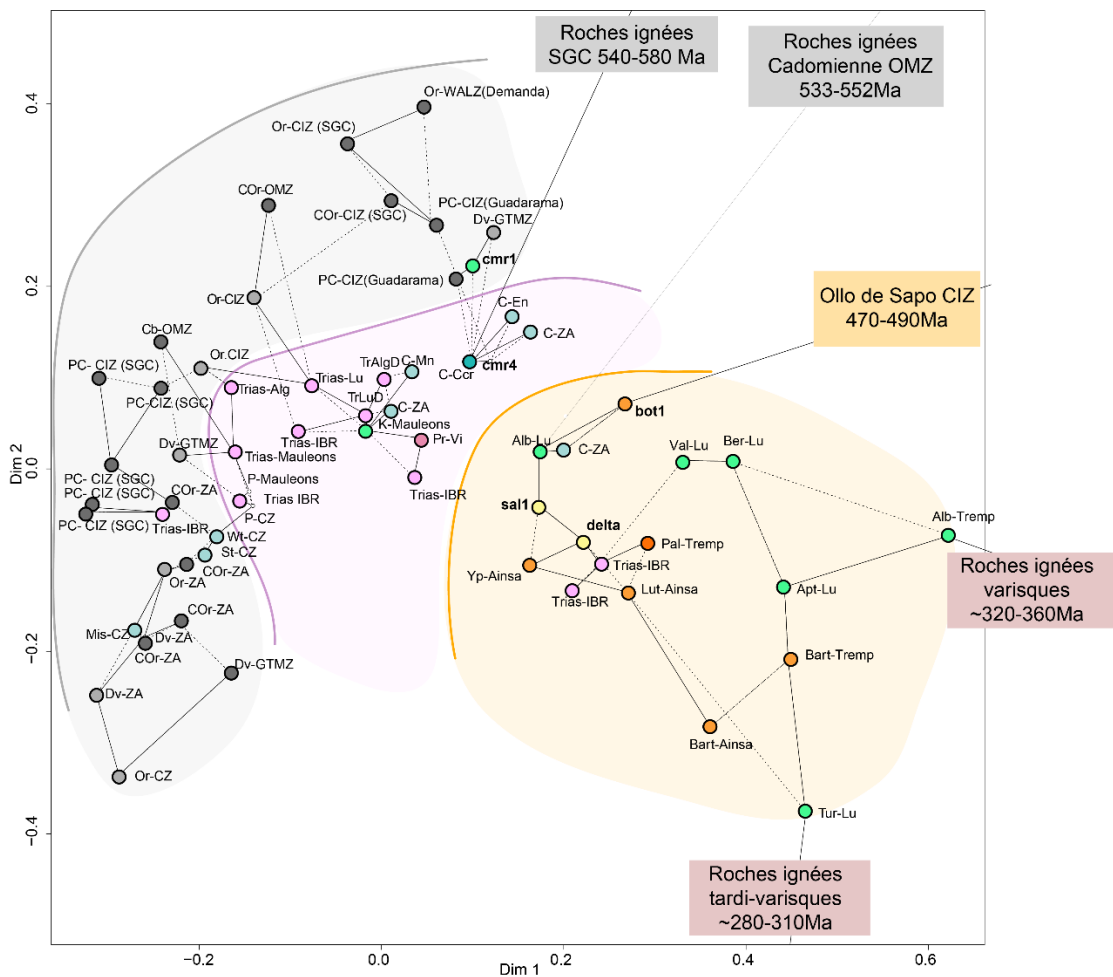


Figure 107 Diagramme MDS des différentes distributions d'âges U-Pb des sédiments détritiques de la péninsule ibérique de la littérature (provenance package – (Vermeesch et al., 2016)). La première

partie de chaque nom d'échantillons correspond à son âge stratigraphique avec PC : Précambrien, Cor : Cambro-Ordovicien, Or : Ordovicien, Dv : Dévonien, Mis : Mississippien, Wt : Westphalien, St : Stéphanien : Carbonifère, P : Permien, T : Trias, K : Crétacé, Ber : Berriasien, Val : Valanginien, Apt : Aptien, Alb : Albien, Tur : Turonien, Pal : Paléocène, Lut : Lutécien, Bart : Bartonien, Yp : Yprésien. La seconde partie de chaque nom caractérise l'unité géologique dans lesquels ont été prélevés les échantillons avec ZA : Zone axial, CZ Cantabrian zone, GTMZ : Galicia Tras Os Montes Zone, CIZ : Central Iberian Zone, IBR : Iberian range, Ccr-CMn-En : Catalan coastal range, Lu : Lusitanian basin, Alg : Algarve basin, Vi : Viar basin, SGC : Schist Greywackes Complex. La base de données est tirée des travaux de Ábalos et al. (2012), Albert et al. (2015), Dinis et al., 2012, 2016, 2017, Fernández et al. (2012), Fernández-Suárez et al. (2000), Filleaudeau et al. (2012), Gutiérrez-Alonso et al. (2015), Hart et al. (2016), Henderson et al. (2016), Margalef et al. (2016), Martínez et al. (2016), Orejana et al. (2015), Pastor-Galán et al. (2013), Pereira et al., 2011, 2012, 2016, 2017, Shaw et al., (2014), Talavera et al. 2012, 2013, Thomson et al. (2017).

À l'inverse, il est intéressant de noter que les sédiments syn-rifts datés du Crétacé Inférieur (Lu) du bassin Lusitanien (bordure ouest du Portugal) ne semblent pas issus du recyclage successif des mêmes séries paléozoïques que celle de Cameros. Ces sédiments sont très proches de la distribution U-Pb observée pour les dépôts tertiaires du bassin de l'Èbre et des Pyrénées. Ce groupe est également plus proche du pôle correspondant à la signature hercynienne (Apt-Lu, Tur-Lu, Alb-Tremp) ce qui pourrait montrer que leurs distributions sont davantage influencées par l'érosion du socle cristallin (signature plutonique tardi-hercynienne) que par la couverture paléozoïque. Cela signifie par ailleurs que les sédiments du bassin Lusitanien situés sur la marge ouest ibérique, érodent directement le socle dès le Crétacé et très peu de sédiments remaniés, alors que cela ne semble pas être le cas dans le bassin de Cameros.

5.2. Source des zircons datés par analyses ZFT

5.2.1. Cas des échantillons recuits à partiellement recuits

Les études de provenance en thermochronologie détritique reposent sur l'hypothèse qu'aucune des roches étudiées ne doit avoir subi de recuit durant son histoire post-dépôt. Néanmoins, certains des échantillons collectés dans cette étude montrent des populations plus jeunes que l'âge de dépôts :

L'échantillon Cmr1 (Valanginien-Hauterivien) est caractérisé par un âge central daté vers 55 Ma (voir chapitre 4, Rat et al., 2019). Celui-ci est clairement plus jeune que l'âge stratigraphique du sédiment et montre un âge de refroidissement post-dépôt interprété comme un âge de refroidissement lié à l'inversion du bassin de Cameros. Il sera donc considéré comme un âge sources « in situ » et donc potentiellement recyclé dans les sédiments tertiaires post-55 Ma à actuels.

L'examen des échantillons partiellement recuit est plus complexe, car dans le cas où plusieurs populations sont plus âgées que l'âge stratigraphique, il n'est pas possible de déterminer si ces populations ont été rajeunies.

L'échantillon oxfordien-kimmeridgien inf. (Cmr4) et l'échantillon albien prélevé dans la formation Utrillas (Bot4), présentent tous deux des populations plus jeunes que l'âge de dépôt. Ces populations correspondent à un pic regroupant des âges albo-cénomaniens à campaniens, qui coïncide respectivement avec le métamorphisme BT-HP observé dans les bassins de Cameros (chapitre 4 et références associées) et au magmatisme alcalin affectant le nord de la chaîne catalane (Ubide et al., 2014). Si le recuit partiel de l'échantillon Cmr4

peut être attribué au métamorphisme albo-coniacien qui affecte le bassin de Cameros et que nous décrivons en chapitre 4. Il est plus difficile d'expliquer le recuit partiel de l'échantillon de la formation Utrillas puisque son dépôt intervient peu après la mise en place de l'anomalie thermique supposée. Bot4, était donc proche de la surface durant la mise en place de cet événement magmatique. Il n'est pas impossible que l'action combinée du recouvrement par les sédiments carbonatés du Crétacé Supérieur (maximum 200 m d'épaisseur) et la porosité importante de la formation Utrillas (qui facilite la circulation de fluide hydrothermaux) ait favorisé le recuit des zircons les moins rétentifs à 180°C (Garver et al., 2005). L'amincissement crustal oligo-miocène qui a affecté la chaîne catalane aurait pu rajeunir les grains les moins rétentifs.

Dans tous les cas les échantillons Cmr4 et Bot4 doivent être traités avec une attention particulière et confrontés aux résultats obtenus sur les autres échantillons non recuits du même âge.

5.2.2. Sources des échantillons non recuits

Cinq populations ZFT majeures ont pu être répertoriées dans les sédiments non recuits étudiés : (1) une population triasique à 230-234 Ma, (2) une population jurassique inférieure à 160-192 Ma (3) une population jurassique supérieure à crétacée inférieure autour de 133 à 152 Ma (4) une population albo-cénomaniennne entre 110 et 86 Ma et (5) une population crétacée supérieure à tertiaire entre 44 et 83 Ma.

a Populations d'âge ZFT 230-240 Ma à 133 Ma

Les populations triasiques à Crétacé Inférieure peuvent être associées aux différentes périodes de pulse d'extension enregistrées en Ibérie (Ramon Salas et al., 2001; Jaume Vergés & García-Senz, 2001) à la suite de l'ouverture de l'Atlantique central, de sa propagation vers le nord et à la propagation de la Néotéthys à l'est (Labails et al., 2010; Manatschal & Müntener, 2009; Nirrengarten et al., 2018; Ricou, 1994; Şengör, 1990; Sibuet et al., 2004; Tugend et al., 2014).

Des études de thermochronologie basse température ont identifié ces âges de refroidissement mésozoïques entre le Trias Moyen et le Jurassique Inférieur (Carrière, 2006; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Vacherat et al., 2014; Whitchurch et al., 2011). C'est le cas dans la Chaîne Catalane (Figure). Les auteurs de cette étude associent le recuit de ces âges à une phase de réchauffement synchrone d'une phase de subsidence entre 245 et 200 Ma et d'une période de volcanisme (basalte alcalin) localisé de manière éparse et répertorié dans les Pyrénées orientales, la chaîne catalane et l'est de la chaîne ibérique au Norien (Montigny et al., 1986) et du Pleinbachien au Bajocien (Martínez-González et al., 1997). Dans la chaîne Catalane, cette période de subsidence tectonique entre 245 et 200 Ma est suivi d'une période de refroidissement post rift qui aurait permis l'enregistrement d'âge entre le Trias Moyen et le Jurassique Inférieur par les ZFT et les AFT (Juez-Larre&Andriessen, 2002, Figure).

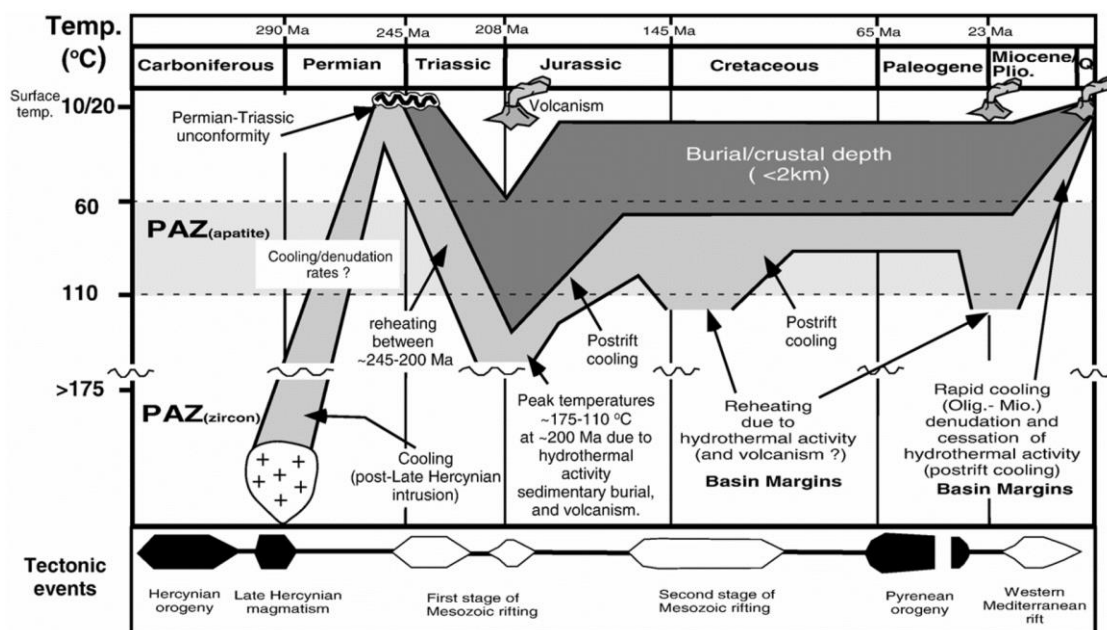


Figure 108 Schéma synthétique des chemins T-t obtenus pour le socle hercynien de la chaîne catalane montrant les différents évènements de recuit et de refroidissement enregistrés par les AFT et les ZFT d'après Juez-Larre & Andriessen (2002).

Des études plus récentes montrent que cet évènement magmatique a pu atteindre la zone centrale des Pyrénées. En effet, des basaltes ont été datés par la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (sur roche totale) à $232 \text{ Ma} \pm 5$ et à $180 \pm 1,5 \text{ Ma}$ (Ubide et al., 2014). Ce magmatisme correspond au magmatisme tholéitique (ophite) bien connu dans la région et associé aux dépôts du Keuper (Béziat et al., 1991; Rossi et al., 2003).

Néanmoins les divers évènements thermiques plus récents liés au métamorphisme albien mais surtout à l'orogénèse pyrénéenne rendent difficile la potentielle préservation des âges thermochronologiques AFT et ZFT in situ Trias à Jurassique Inférieur dans le socle pyrénéen. En revanche, plusieurs études de thermochronologie détritique ZFT, confirment la présence d'une signature thermique triasique à 230 Ma, et dans une moindre mesure des âges datés du Jurassiques Inférieur, interprétés comme étant liés à la première phase de rifting dans les sédiments albiens à syn-post orogéniques (Figure) (Filleaudeau et al., 2012; Vacherat et al., 2017; Whitchurch et al., 2011).

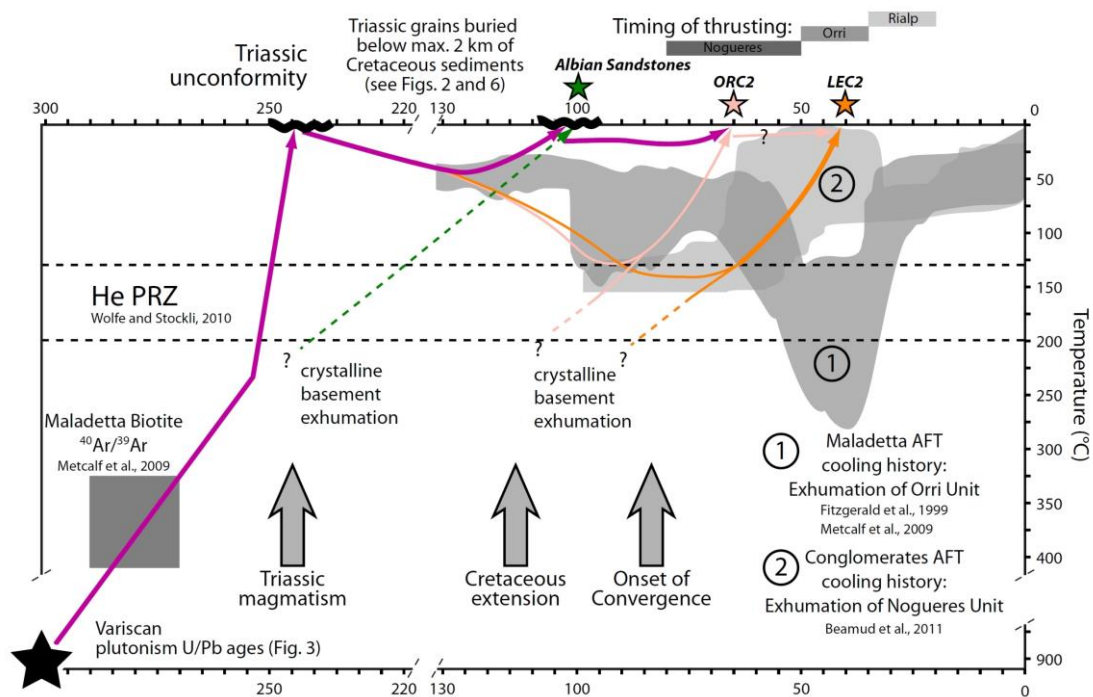


Figure 109 Histoire thermique de la zone sud pyrénéenne à partir des âges ZHe et AFT. On peut noter que des âges jurassiques ne sont pas représentatifs de l'histoire sud pyrénéenne et se font au profit d'une signature triasique (Filleaudeau et al., 2012).

Dans le massif ouest-ibérique, les données disponibles dans la littérature sont limitées à des données AFT. Néanmoins, la majorité des âges in situ (Figure) révèlent des âges de refroidissement mésozoïques dispersés entre 250 et 150 Ma (Carrière, 2006; Fillon et al., 2016; Grobe et al., 2010). Les quelques histoires thermiques tirées de ces données attestent d'un refroidissement rapide entre 200 et 150 Ma dans certaines zones du massif ouest-ibérique (Grobe et al., 2010) (Figure). Le refroidissement de cette zone au début du Mésozoïque est attribué au soulèvement des épaulements de rift et à la mise en place de la marge ouest-ibérique et à l'ouverture de l'Océan Atlantique vers le nord. A l'inverse, d'autres études de thermochronologie AFT, effectuées dans les bassins permocarbonifères de la zone sud Cantabre, enregistrent un refroidissement plus lent entre 200 et 70 Ma (Botor & Anczkiewicz, 2015).

Dans le système central ibérique (massif de Guadarrama – localisation Figure -2) plusieurs histoires thermiques montrent des périodes de refroidissement dispersées entre 230 et 100 Ma (Bruijne & Andriessen, 2002) qui correspondent également à une discordance entre les dépôts datés du Buntsandstein et l'Albien. Dans cette partie de l'Ibérie des datations sur illite ont montrés la circulation de fluides chauds entre 200 et 150 Ma en relation avec l'évènement thermique jurassique inférieur décrit par Cathelineau et al. (2013). Les auteurs proposent donc une période de refroidissement lié à l'exhumation de la chaîne entre 150 et 100 Ma.

b Populations d'âge ZFT 133-90 Ma

Les populations albo-coniaciennes-répertoriées dans cette étude peuvent être associées à l'empreinte du rifting albo-cénomannien et du métamorphisme HT à BT observé dans les Pyrénées et dans la chaîne Centrale Ibérique (Camerós).

Dans les données disponibles de la littérature, des âges thermochronologiques AFT et ZFT albo-coniaciens sont répertoriés dans le Bassin de Cameros (chapitre 4) et dans la Chaîne Catalane (Figure). Ces âges sont également très représentés dans le cortège détritique du bassin Basco-Cantabre ainsi que dans les bassins sud et nord pyrénéens (Filleaudeau et al., 2012; Fillon et al., 2016; Vacherat et al., 2014b; Whitchurch et al., 2011).

Les populations les plus récentes (crétacées supérieures à tertiaires) seront attribuées dans cette étude à l'exhumation lors de collision dans les Pyrénées, dans la chaîne catalane et Ibérique et de la croissance orogénique qui en découle. On peut noter que les âges de refroidissement correspondant à cette période sont surtout enregistrés par les AFT (Figure), il n'est donc pas surprenant de retrouver peu de populations d'âge ZFT associées à la compression de ces chaînes.

5.3. Analyses pétrographiques des sédiments

5.3.1. La sédimentation syn-rift du bassin de Cameros

Les sédiments syn-rifts collectés dans le bassin de Cameros témoignent d'une érosion progressive depuis la couverture sédimentaire mésozoïque et paléozoïque vers le socle cristallin sous-jacent. Les clastes carbonatés présents dans les séries datées du Jurassique Supérieur (CMR4) révèlent le recyclage de la plateforme carbonatée déposée au Jurassique Inférieur. L'abondance de quartz monocristallins arrondis indique le recyclage probable de la couverture silico-clastique pré-rift (Figure , Figure).

Les sédiments valanginiens sont constitués de quelques fragments de roches sédimentaires métamorphiques. Dans le bassin de Cameros la source de ces grains est peut-être attribuée aux sédiments paléozoïques constituant le socle du bassin appartenant à la WALZ (West Asturian Leonese zone). La source la plus probable pourrait être le massif de la Demanda, probablement émergé depuis le Kimméridgien (Bulard, 1972; Wilde, 1990). Les sédiments présentent également quelques fragments de roches plutoniques indiquant une source cristalline qui reste limitée aux feldspaths trouvés dans la lame. Cette faible quantité de feldspaths peut être attribuée à l'éloignement de la source mais aussi au métamorphisme et donc aux fluides affectant les sédiments valanginiens dans cette partie du bassin. Une augmentation nette des apports en feldspaths, de micas détritiques et de fragments métamorphiques est observée à l'Aptien (CMR3). Cela suggère une augmentation de l'érosion de sources granitiques et paléozoïques. A cette époque les paléocourants indiquent un flux sédimentaire dirigé vers le nord. Les sources plutoniques envisagées seraient donc situées probablement dans la Zone Centrale Ibérique (CIZ). Comme le métamorphisme observé dans les lithoclastes reste limité, la WALZ est toujours envisagée comme zone source des sédiments.

Les études pétrographiques effectuées avec une résolution plus importante sur le bassin de Cameros ont démontré l'occurrence dans les sédiments syn-rifts de périodes d'érosion (Arribas et al., 2003; Ochoa et al., 2007; González-Acebrón et al., 2013). Chaque séquence est constituée de l'apparition successive d'éléments lithiques carbonatés, métamorphiques et plutoniques (Figure). Ces cycles d'érosion ont été attribués à la propagation de failles extensives vers le massif Ibérique. Ces études montrent également que les premiers apports provenant de la CIZ sont enregistrés dans les sédiments syn-rifts de l'est du bassin à la fin du Tithonien (González-Acebrón et al. 2013). Alors que les dépôts

présents au sud et au centre du bassin sont constitués de faciès quartzo-arénitiques à quartzo-feldspathiques qui indiquent des apports plutoniques de la CIZ, les dépôts du nord du bassin sont constitués de faciès sédimentaires clastiques. La provenance de ces fragments détritiques et carbonatés est généralement associée à l'érosion de la couverture mésozoïque (Permo-Trias et Jurassique Inférieur). Comme le massif ouest-ibérique a été peu recouvert par une plateforme carbonatée durant le Jurassique cela peut signifier des apports potentiels du massif de l'Èbre pour les dépôts du nord du bassin. La signature géochimique de ces dépôts septentrionaux suggère l'apport d'une source volcanique alcaline qui pourrait être reliée au volcanisme norian-hettangien et aalenien-bajocien observé au N-E de Ibérie (Ochoa et al., 2007). Cette étude a également démontré que les sources de cette époque sont soumises à une altération intense probablement due à la mise en place d'un climat chaud et humide (Ochoa et al., 2007).

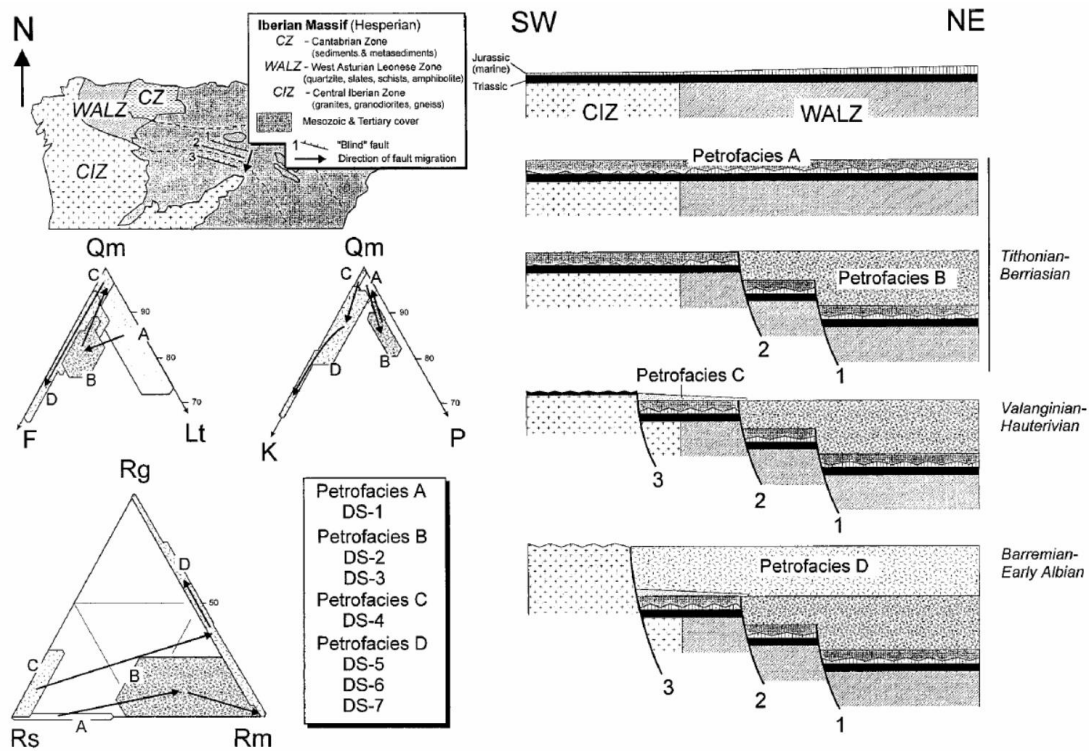


Figure 110 Évolution des pétrofaciès du Jurassique Supérieur à l'Albien inférieur dans la partie ouest du bassin de Cameros et leurs relations génétiques avec la propagation de faille vers l'ouest de l'Ibérie d'après Arribas et al., (2003).

5.3.2. La sédimentation post-rift : la formation Utrillas (Albien)

Les dépôts Utrillas présentent des faciès variables quartzo-arénitiques (BOT4 et FON1), quartzo-feldspathiques (SB1) à quartzo-lithiques (CMR5). Les indices ZTR calculés sur trois échantillons (SB1, FON1, BOT4) s'étendent de 92 à 100% et peuvent indiquer des sources très matures. Cependant ils peuvent aussi refléter des processus de surface et de post-dépôts pouvant altérer les minéraux lourds les moins résistants. La présence de feldspaths et de fragments lithiques dans certains échantillons témoigne d'une certaine variabilité de la maturité des dépôts. Cette variabilité se retrouve également dans la forme des grains qui semble présenter des grains arrondis à sub-anguleux (Figure).

Les dépôts Utrillas de la chaîne Basco-Cantabre sont composés de grains arrondis de feldspaths majoritairement composés de microcline, d'orthose et de quelques perthites (Sb1). La préservation de ses grains de K-feldspaths peuvent indiquer des conditions arides à semi-arides, mais également la proximité d'une source plutonique. Cependant, il est également probable que ces dépôts de grains arrondis soient issus du recyclage d'anciennes arkoses riches en feldspaths potassiques qui constituent la couverture triasique.

Les dépôts de Cameros sont riches en lithiques d'origine très variés (volcanique, plutonique et méta sédimentaire) riches en micas et relativement pauvres en feldspaths (Figure , Figure , Figure , Figure). La préservation de micas suggère la présence proche d'une source métamorphique qui pourrait être le massif de la Demanda ou de la WALZ comme pour les dépôts syn-rifts (Cmr3 et Cmr5). Les apports de lithiques plutoniques suggèrent la mise en place pérenne dans le temps du transport de sédiments issus de l'érosion de la CIZ, du nord vers le sud. La présence de matériaux ligneux dans la roche échantillonnée est attribuée à un environnement peu profond humide ; probablement une plaine d'inondation. L'absence de feldspaths dans ces dépôts indique un transport relativement long probablement sous des conditions d'altération importante. Ces résultats sont cohérents avec une autre étude réalisée dans les dépôts Utrillas, localisée à proximité du système centrale ibérique dans la CIZ (González-Acebrón et al., 2017). Dans cette étude, les sources envisagées pour ces sédiments sont des orthogneiss ordoviciens, des grès triasiques, des rhyolites permienne et des sédiments métamorphiques ordoviciens localisés à proximité des dépôts. Les auteurs remarquent également une baisse de la quantité de feldspaths au cours du dépôt qu'ils interprètent comme une augmentation des conditions d'altération sous un climat plus chaud et humide (González-Acebrón et al., 2017).

Les dépôts Utrillas de la chaîne catalane et de la partie est de la chaîne ibérique présente les faciès les plus matures (Figure et Figure). La géométrie des quartz est très variée dans les deux échantillons. La taille des grains peut varier de quelques millimètres à une centaine de micromètres dans bot4. Dans l'échantillon Fon 1 la fraction est plus homogène et est comprise entre 100 et 500 μm .

Plusieurs environnements de dépôts ont été envisagés dans la littérature pour expliquer la vaste étendue de la formation albo-cénomaniennne en Ibérie. Il a d'abord été question d'environnements continentaux d'eau peu profonde associés à un environnement fluvial à deltaïque dont les dépôts les plus anciens sont souvent associés à la présence de matière organique exploitée dans la région (Pardo, 1979). Une étude plus récente de la formation Utrillas suggère la mise en place d'un environnement désertique de type erg dans le bassin Soria, de Teruel et de Zaragoza durant l'Albien. La superficie de ce désert est estimée à 16.000 km^2 (Rodríguez-López, 2008). Il serait constitué d'une zone de back-erg, de central-erg et de fore-erg (Figure). La mise en place de ce désert fait suite à la modification d'un climat humide et chaud vers un climat aride à semi-désertique.

La zone de back-erg localisée entre Soria, Alhama de Aragon et Nuevalos est la zone la plus externe du système désertique et est régie par l'interaction entre un système fluvial provenant du massif Ibérique et un système éolien. Ces environnements de dépôts sont constitués de canaux éphémères, de plaines d'inondations et de dunes de vents. Les grains

de quartz observés dans cette zone sont arrondis et poinçonnés par l'abrasion du vent. L'échantillon Fon 1 collecté dans cette zone montre effectivement un sable très mature pouvant être un indicateur de remobilisation de sables éoliens. Néanmoins, les grains de quartz ne montrent pas de géométrie particulièrement arrondis et surtout la taille des grains est trop grossière comparée aux tailles de grains généralement rencontrés dans des environnements désertiques actuels qui sont comprises entre 150 et 250 μm (Rodríguez-López et al., 2006).

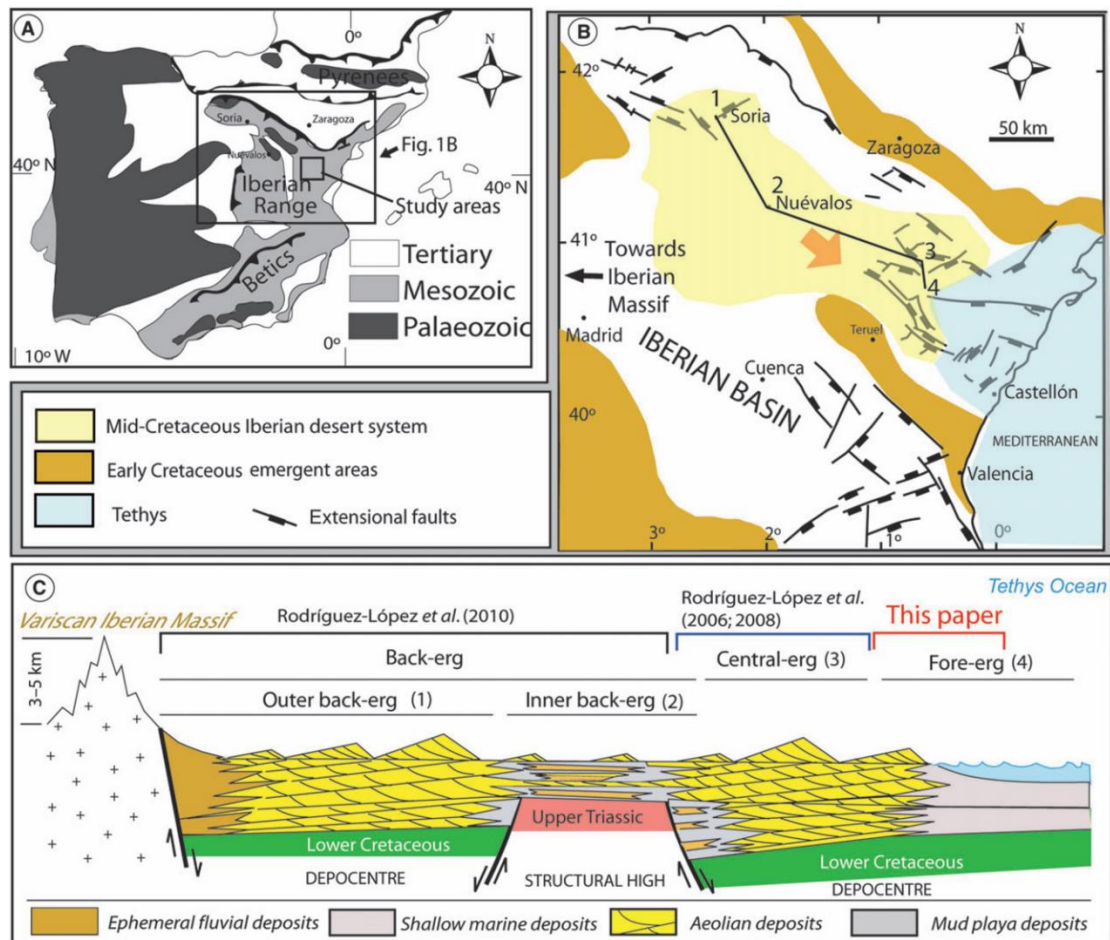


Figure 111 Modèle de dépôt proposé pour la région de Teruel située à l'extrême S-E de la chaîne ibérique (d'après Rodríguez-López et al. 2012).

L'échantillon Bot 4 correspondrait à la zone de fore-erg associée à l'interaction entre un système marin côtier ou marin restreint et un système désertique. Les tailles des grains dans cet échantillon sont comprises entre 150 et 250 μm et la remobilisation de grains d'origine éolienne pour la fraction plus fine ne peut être exclue.

L'échantillon SB1 collecté dans la chaîne Cantabrique, en dehors de la zone aride supposée, est riche en feldspaths potassiques, peu résistants exposés à une forte altération chimique plutôt caractéristique des milieux humides et chauds. Des conditions arides pourrait avoir contribué à préserver ces minéraux, car l'altération durant le transport y est principalement mécanique, préservant plus facilement tous les types de minéraux (Garzanti et al., 2013). Cela pourrait également indiquer un transport court et la proximité d'une source riche en feldspaths comme des granites (microclines et feldspaths

potassiques). Cet échantillon montre quelques grains arrondis (Figure), pouvant signifier un transport conséquent ou encore un recyclage d'anciens sédiments détritiques (buntsanstein). Les dépôts albiens supérieurs à cénomaniens de la partie nord-ouest (bassin Basco-Cantabrique) et ouest (bassin de Lusitanie) de l'Ibérie sont interprétés comme un environnement fluvatile sous des conditions climatiques très contrastées se manifestant par une alternance entre saison sèche et saison humide (Dinis et al., 2008; Rat, 1964).

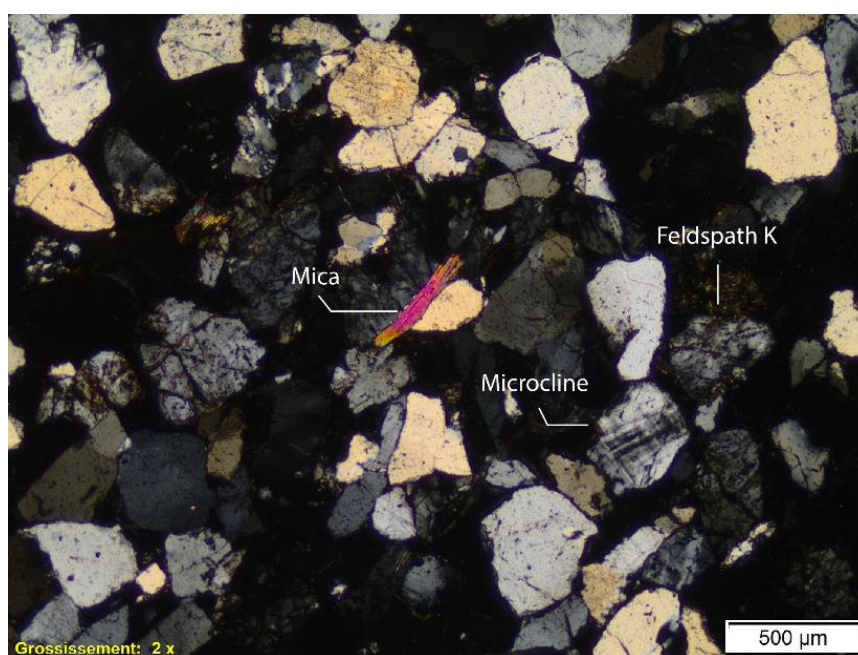


Figure 7312 Photo de l'échantillon Utrillas SB1.

Les faciès représentés par la formation Utrillas sont finalement très différents à l'échelle du bassin. Même si la fraction est relativement mature concernant les échantillons fon1 et bot 4, les caractéristiques affichées par ces échantillons (tailles des grains, forme, la présence de minéraux suffisamment altérables) ne permettent pas de confirmer une remobilisation d'origine éolienne de ces dépôts. L'échantillon prélevé dans le bassin de Cameros semble s'être mis en place dans des conditions d'altération des sources plutôt importantes sous un climat humide associé à un environnement de dépôt de faible énergie relativement isolé. Si le bassin de Maestrat semble avoir enregistré un changement drastique de climat entre l'Aptien et l'Albien, il a probablement été moins important dans le bassin de Cameros comme l'illustre la continuité des faciès rencontrés dans les sédiments Aptien et Albien du même âge (Cmr3 et Cmr5).

Un climat contrasté semble s'être établi à la transition entre l'Aptien et l'Albien en Ibérie. Des zones caractérisées par une saison humide au N-O et des zones semi-arides et chaude au sud et au S-E. Ces variations sont également suggérées par le ratio élevé entre plante xérophyte et hygrophyte dans le bassin d'Algarve au sud du Portugal (climat aride à l'Albien) (Heimhofer et al., 2008) et dans les bassins Cantabre et Lusitanien pour lesquels le maintien d'une saison humide est suggérée (Barrón et al., 2015; Heimhofer et al., 2012; Mendes et al., 2014; Rat, 1964). Selon certains auteurs cette variation résulte du déplacement de la ceinture aride vers de plus hautes latitudes (Figure 74) à la suite d'une

réorganisation de la circulation océanique contrôlée par la tectonique (Heimhofer et al., 2012; Rodríguez-López et al., 2006). A noter que les reconstructions cinématiques à l'échelle du globe indiquent que le nord de l'Ibérie était situé à l'Albien à la latitude du Maroc actuel (Matthews et al., 2016).

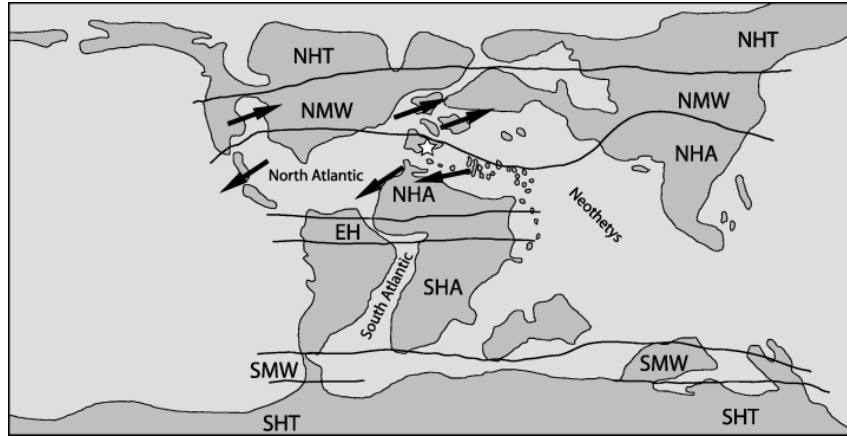


Figure 7413 Paléogéographie et ceinture paléoclimatique durant l'Albien. Les flèches représentent la direction des vents supposés pour cette période (d'après Poulsen et al. 1998 et Herbe et al, 2003). NHT: Northern High-latitude temperate humid belt. SHT: Southern High-latitude Temperate humid belt. NMW: Northern Mid-latitude Warm humid belt. SMW: Southern Mid-latitude Warm humid belt. NHA: Northern Hot arid belt. EH: Equatorial Humid belt and SHA: Southern Hot Arid belt (d'après Chumacov et al., 1995; Spicer and Skelton, 2003).

5.3.3. La sédimentation syn- à post-orogénique

Les dépôts syn- à post- orogéniques sont constitués de faciès quartzo-lithiques. Dans le détail, l'analyse des échantillons indique un apport croissant de fragments lithiques carbonatés au cours du Tertiaire jusqu'à l'actuel. Cette tendance reflète probablement l'exhumation lors de la compression de la couverture mésozoïque riche en carbonates. On peut noter également l'augmentation de l'indice de métamorphisme observé entre l'Oligo-Miocène et l'actuel passant respectivement de 0-69-83 à 165-202 (Table 6) Cela suggère une contribution plus importante d'unités plus profondes comme la couverture inférieure paléozoïque (WALZ et ZA) dans les sédiments actuels. Davantage de mesures seraient nécessaires pour contraindre cette hypothèse.

Cette tendance est également confirmée le long de la coupe de Sobron caractérisée par une augmentation du nombre de feldspaths potassiques de l'Albien au Chattien caractérisant l'érosion du socle cristallin. Les sédiments situés à proximité du bassin de Cameros sont relativement riches en lithiques de type détritique et méta-sédimentaire pouvant être issu de l'érosion de la Demanda ou du recyclage des sédiments syn-rifts du bassin de Cameros. L'échantillon Fon 4 (localisation- Figure), présente-lui aussi des clastes métamorphiques pouvant provenir de l'érosion de la CIZ ou de la branche aragonaise (WALZ).

6. Synthèse : Évolution temporelle et spatiale du signal détritique et biais potentiels

Les résultats obtenus par l'analyse des ZFT montrent une évolution des distributions des âges de grains dépendante de l'âge de dépôt des sédiments, relativement peu influencée

par la localisation des échantillons au sein de la zone d'étude. Entre les dépôts des sédiments syn-rifts datés entre le Jurassique et le Crétacé Inférieur et des sédiments post-orogéniques datés du Miocène, la distribution des âges ZFT est statistiquement homogène (Figure 75). Au sein de cette période, des variations sont également visibles au second ordre. Un changement majeur est observé entre le Miocène supérieur et l'actuel pour lequel la population principale n'est plus daté au Jurassique Inférieur mais au Trias Moyen (Figure 75). Ce changement n'est toutefois pas observé par l'analyse pétrographique ni les datations U-Pb qui montrent un changement majeur entre les sédiments syn-/post-rifts et syn-/post-orogéniques. Ces premières conclusions suggèrent un changement dans la dynamique de l'incision dans le bassin de l'Ebre depuis le Miocène, sans drastiquement modifier la nature des sources à l'affleurement.

6.1. Transition syn- à post-rift au nord de l'Ibérie au Mésozoïque

La transition entre l'épisode d'amincissement crustal jurassique supérieur-crétacé inférieur et l'albien est une période clef en Ibérie, car cette période marque le passage de la dynamique liée à la connexion de la Téthys alpine à l'Atlantique à celle de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne. Pendant cette période un large système de transfert sédimentaire, sous un climat contrasté se met en place. La présence de grains subarrondis à arrondis et la maturité de certains sédiments albiens sont en accord avec la mise en place d'un transport long depuis les sources jusqu'aux dépôts. **Ce changement majeur est suggéré par le rajeunissement notable des âges ZFT de Jurassique Inférieur à Crétacé Inférieur, en relation avec le recuit partiel des séries de l'Albien (e.g. Fon1, Bot4 et Figure 75). Ce recuit est lié à l'anomalie thermique qui caractérise cette période.** Cette tendance serait à confirmer par l'examen plus complet de la formation Utrillas. En effet, les populations ZFT composant le signal détritique des sédiments Utrillas sont assez diverses. De plus, la pétrologie ne permet pas la détection de variation de signal fort, même si certaines caractéristiques pétrographiques comme la présence de grains subarrondis à subarrondis et la maturité de certains sédiments sont en adéquation avec la mise en place d'un transport long depuis les sources jusqu'aux dépôts. Les variations des faciès pétrographiques sont importantes au sein même de cette formation et suggèrent que les massifs ibériques proposés comme sources pour ces sédiments étaient probablement soumis à une altération relativement importante présentant au moins une saison humide alternant avec des saisons plus sèches (Rat, 1964; Rodríguez-López et al., 2008).

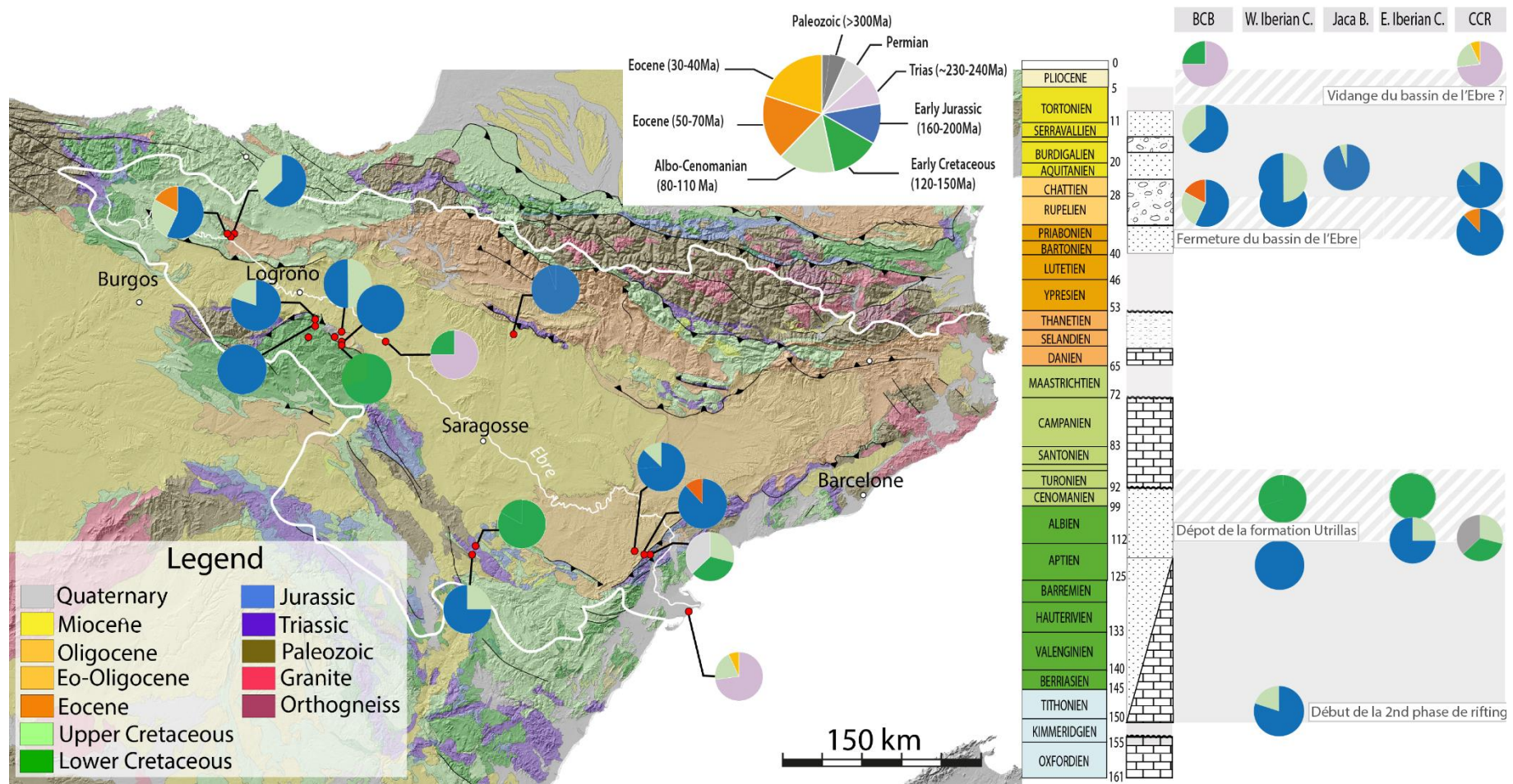


Figure 7514 Carte et log des diagrammes de composition des différentes populations composites ZFT enregistrées dans cette étude et calculée avec Binomfit.

6.2. Transition post-rift à syn à post-orogénique au Tertiaire

Les dépôts tertiaires marquent le retour des populations ZFT jurassiques inférieures et albo-coniaciennes attribuées dans cette étude à un recyclage des dépôts crétacés syn-rifts. Si les populations datées en U-Pb restent les mêmes, la distribution des âges U/Pb sur zircons change entre les sédiments syn-rifts et post-rifts, se manifestant par la diminution du nombre de grains de zircons cadomiens au profit de l'augmentation du nombre de zircons hercyniens (Figure 9). Le passage de la période syn-rift à syn-orogénique est marqué par l'augmentation du nombre de fragments sédimentaires carbonatés et détritiques qui varie cependant selon la nature de la couverture sédimentaire source. Ces observations contrastent avec la signature du socle cristallin et méta-sédimentaire enregistrée jusqu'à lors par les sédiments jurassiques inférieurs à albiens (Figure). L'érosion progressive des chaînes pyrénéennes et ibériques se traduit par l'augmentation de la présence de fragments issus de roches métamorphiques également reflétée par l'augmentation du MI (Table 6).

6.3. Transition Miocène – Présent

Un des résultats majeurs de cette étude est le changement observé dans la distribution des grains ZFT entre l'Oligo-Miocène et la distribution actuelle observée dans le fleuve Ebre. En effet, on observe la disparition de la population du Jurassique Inférieur au profit d'une population Trias Moyen. Cette variation n'est pas le résultat d'un biais statistique au vu du nombre de grains datés. Elle est remarquable, car on devrait retrouver dans les sédiments modernes la signature Jurassique Inférieur qui constitue la majorité du signal dans le bassin versant de l'Ebre actuel. Ce changement n'est toutefois pas observé par la datation U-Pb. Les distributions U-Pb des échantillons Sal 1 (Miocène) et Delta (actuel) sont par ailleurs significativement similaires (voir Figure 76 et section 5.1.3.a). Quant à l'analyse pétrographique elle montre peu de variations, malgré le fait que l'on observe une augmentation de lithiques carbonatés (Figure 76) et nécessiterait néanmoins une analyse pétrographique plus poussée en utilisant la méthode du comptage par point à l'ensemble des échantillons.

Dans la suite du chapitre, les mécanismes possibles qui permettraient d'expliquer ce résultat remarquable seront discutés.

6.3.1. Effet de « dilution » du signal du pic Jurassique ?

Dans le détail, la déconvolution du signal de distribution des échantillons modernes montre qu'un pic jurassique subsiste, mais que celui-ci est « dilué » dans un signal plus vieux, avec une très nette augmentation de grains triasiques (Figure 76). Cette tendance est également accompagnée d'un cortège de grains d'âge ZFT plus ancien (compris entre 250 et 400 Ma) et de la perte notable d'âges ZFT du crétacé inférieur. En revanche, cette dernière population crétacée est très bien représentée dans les séries fossiles de l'Ebre. Cette fraction de grains ZFT crétacés possède probablement un rôle majeur vis-à-vis des populations composites définies par la déconvolution du signal ZFT, surtout compte tenu des incertitudes importantes calculées sur chaque âge ZFT. Sa présence au profil d'une fraction ZFT d'âge plus ancien pourrait influencer le rajeunissement de la population composite déterminée en sortie déterminée par les PDE ou les KDE.

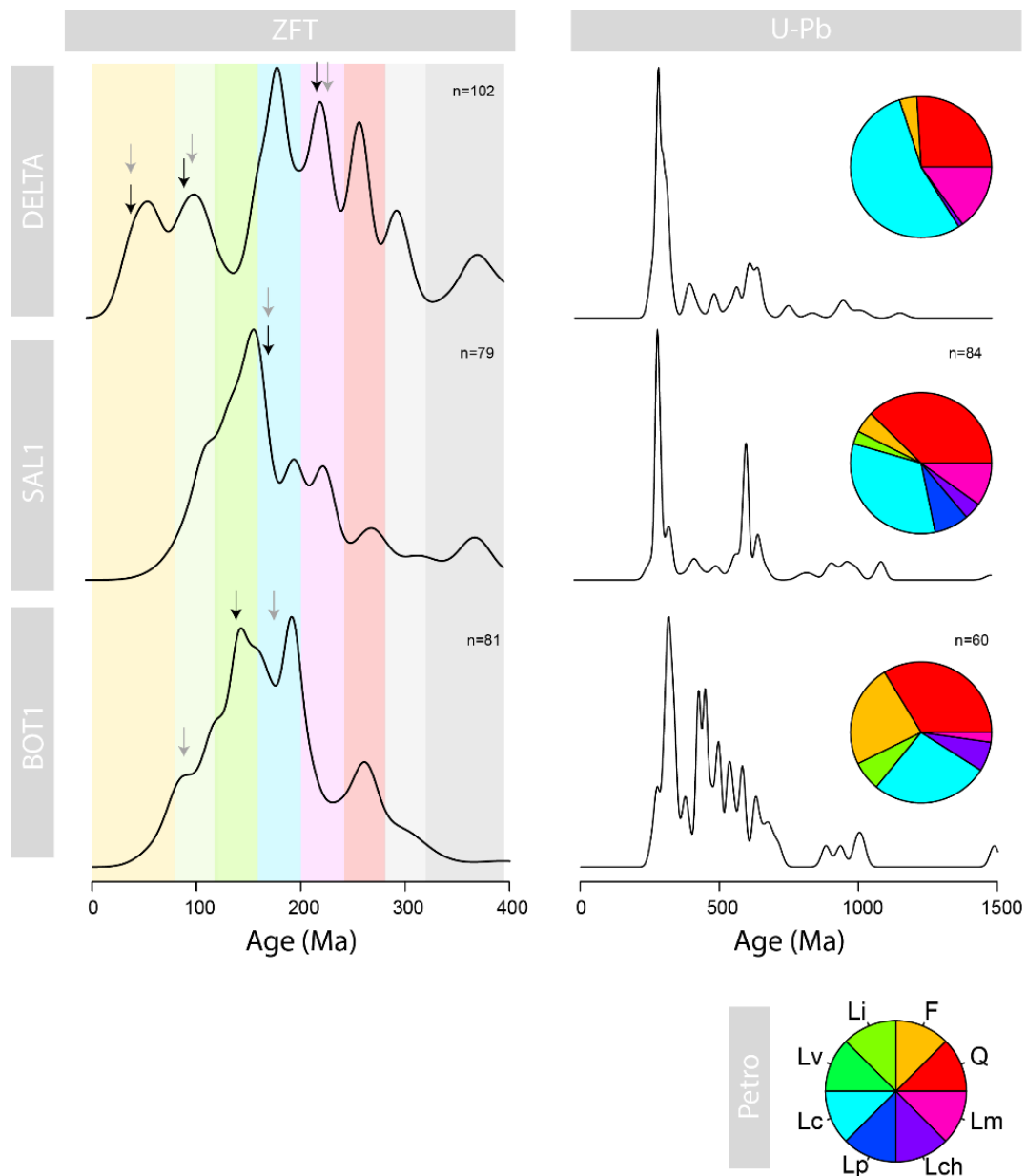


Figure 7615 Évolution de la distribution du signal ZFT, U-Pb et pétrographique dans les échantillons modernes, oligocènes et miocènes par les méthodes d'estimation par noyau (KDE) (largeur des bandes de 10 Ma). Les flèches grises représentent les populations ZFT obtenues avec le logiciel Binomfit utilisant la loi de probabilité de densité. Les flèches noires représentent les populations obtenues avec la méthode d'estimation par noyau (KDE). L'ensemble de cette figure a été réalisé avec le package -R- provenance (Vermeesch et al., 2016).

6.3.2. Apport des Pyrénées ?

Les études de thermochronologie détritique ZFT dans les Pyrénées dans les sédiments albiens à oligocènes, montrent un signal apparent très différent de celui observé dans le bassin de l'Èbre. En effet, d'après le travail de Whitchurch et al (2011), la distribution des âges ZFT indique des pics anté-jurassiques (Figure 77). Ces derniers ont une signature très proche de la signature des sédiments d'âge Permo-Trias de la zone de Noguères dont ils sont probablement originaires. Cette zone (sud de la ZA) est potentiellement restée relativement stable durant la seconde période de rifting car les sédiments échantillonnés

au sud de celle-ci révèlent très peu d'âge Jurassique Inférieur à Crétacé Inférieur. Les analyses ZFT dans les dépôts albiens du bassin de Mauléon (Pyrénées occidentales) indiquent également des âges de refroidissement datés du Trias Moyen (Vacherat et al. 2017, Figure 77). A cette époque le système de drainage est orienté d'est en ouest suggérant que la source des sédiments albiens est la même que celle des sédiments tertiaires du sud des Pyrénées (Vacherat et al., 2017).

Les populations du Jurassique Inférieur restent donc très minoritaires dans le signal ZFT des Pyrénées. Un échantillon éocène issu de la partie orientale du bassin de l'Èbre (dépression de Navarro) affiche une population majoritaire jurassique (Figure 77). A cette époque les directions de flux sédimentaires durant le Paléocène et l'Éocène sont également orientées d'est en ouest, la source de ces âges de refroidissement datée du Jurassique Inférieur observée par Whitchurch et al., (2011) proviendrait donc plutôt de la chaîne catalane et de la partie orientale des Pyrénées, qui sont d'avantage affectées par l'évolution du domaine Liguro-Piémontais et le volcanisme daté du Trias Moyen à Jurassique Inférieur décrit par Juez-Larre & Andriessen (2002) (Figure).

L'échantillon Miocène Sal1 situé au niveau du front sud de la chaîne pyrénéenne indique cependant des âges du Jurassique Inférieur (Figure 75) alors que l'on pourrait s'attendre à ce qu'il contienne des populations similaires à celles observées dans les sédiments syn-rifts de la partie orientale des Pyrénées ou de celle observée dans les bassins syn-orogénique des Pyrénées central (Figure 77, Whitchurch et al., 2011). Pourtant, lors du dépôt de ces sédiments l'organisation du réseau de drainage était perpendiculaire à la chaîne Pyrénéenne.

Ces dépôts ont peut-être reçu une contribution plus importante de la couverture mésozoïque recouvrant la Zone Axiale, érodée aujourd'hui, et qui aurait potentiellement été enrichie en grains crétacés et jurassiques. Un autre scénario possible est qu'une partie de ces sédiments proviennent du sud et du massif de Cameros dans lesquels une signature jurassique ZFT est identifiée. Le signal U-Pb de cet échantillon reste assez similaire aux signatures enregistrées dans les dépôts pyrénéens crétacés à tertiaires (voir analyse MDS, Figure). Cela laisse donc tout de même présager une contribution pyrénéenne, pour ces sédiments. Enfin, ces sédiments peuvent potentiellement provenir du recyclage des sédiments syn-rifts mésozoïques pyrénéens, dont les signatures ZFT auraient été affectées et recuites lors de la mise en place du métamorphisme durant l'Albo-Coniacien. Les mêmes zircons (datation U-Pb) seraient donc présents dans les dépôts mésozoïques des Pyrénées occidentales et Tertiaire des Pyrénées orientale. Cependant, le transit de certains d'entre eux dans les bassins mésozoïques aurait recuit le signal en ZFT, expliquant à la fois le pic hercynien U-Pb de l'échantillon Sal1 et le recuit de certains de ces zircons au Mésozoïque.

La Figure 78 présente les courbes cumulatives des distributions observées en amont (Alfaro) et à l'embouchure du delta de l'Èbre. Ces deux courbes sont comparées aux distributions totales obtenues dans les dépôts des bassins sud pyrénéens présentés dans le travail de Whitchurch et al. (2011) et dans les dépôts du bassin de l'Èbre. Les distributions ZFT actuelles, sont situées entre les courbes cumulatives totales des bassins sud pyrénéens et du bassin de l'Èbre montrant la mixité de ces deux sources dans le signal actuel. Il apparaît que les dépôts actuels d'Alfaro présentent un déficit en ZFT « jeune » par rapport aux autres distributions.

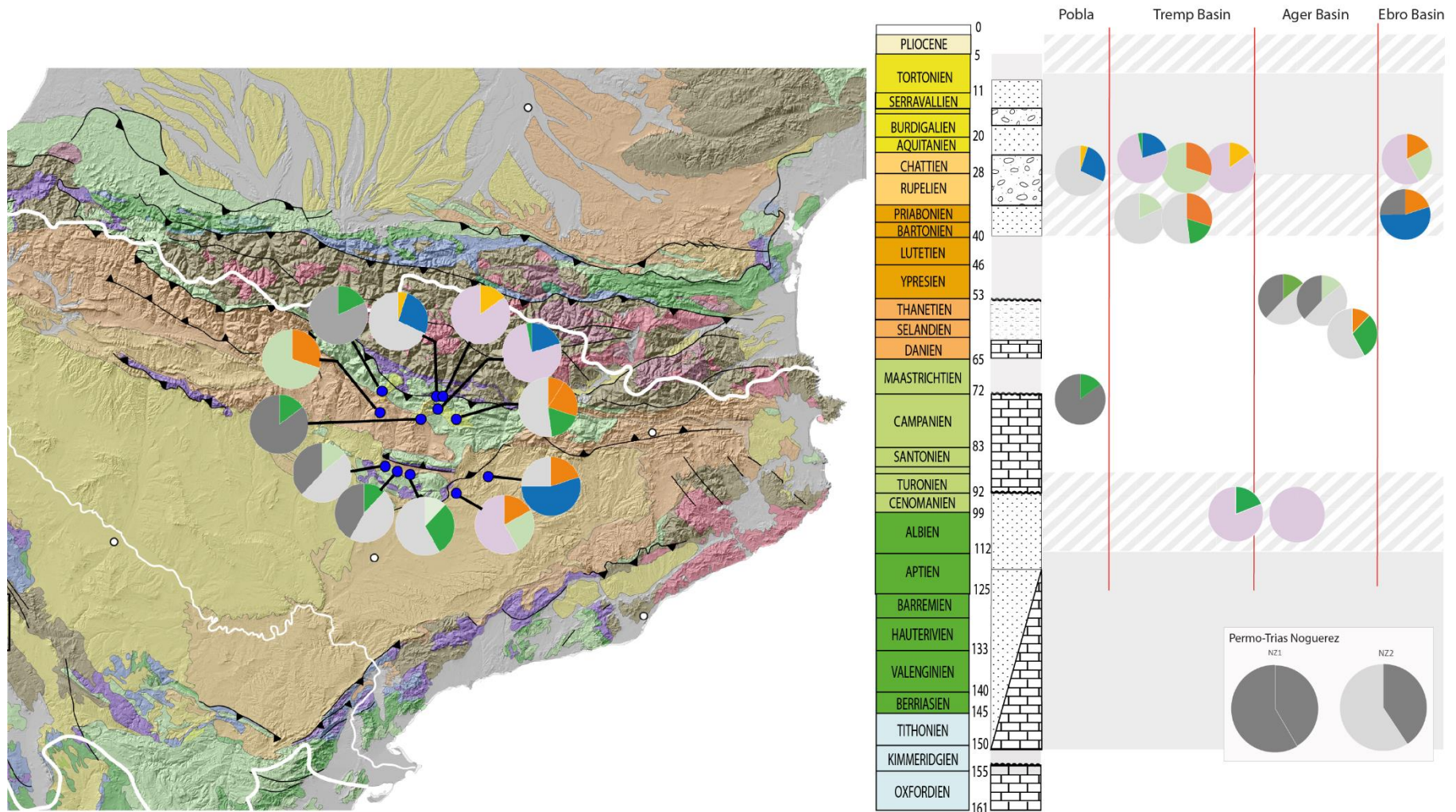


Figure 7716 Carte et log des diagrammes de composition des différentes populations composites ZFT enregistrées dans les Pyrénées par Whitchurch et al., (2011)

Les courbes de densité également présentées dans cette figure suivant le même code couleur semble également retranscrire cette tendance. Les dépôts du bassin de l'Èbre sont très enrichis en ZFT datés de l'Albien-Coniacien, du Crétacé Inférieur et du Jurassique Inférieur. La distribution totale des bassins sud pyrénéens montrent deux pics clairement séparés vers l'Albo-Coniacien et vers le Trias Moyen. Les dépôts d'Alfaro et de l'embouchure représentent donc la mixité de ces deux sources avec un pic crétacé, un pic jurassique inférieur et un pic triasique moyen.

Les signatures ZFT triasiques et plus anciennes sont donc préférentiellement observées dans les sédiments pyrénéens. Leur présence dans les sédiments actuels reflète probablement une augmentation de la contribution de sources pyrénéennes dans les sédiments de l'Èbre. De plus, les dépôts pyrénéens semblent également caractérisés par une absence d'âge ZFT daté du Crétacé Inférieur (110 et 160 Ma) et une augmentation de la proportion de d'âge U-Pb hercynien (Figure 78, et Figure MDS) que l'on retrouve dans la distribution ZFT de l'embouchure du fleuve (delta, Figure 76).

Cependant, il est à noter que le vieillissement de la signature triasique n'est pas seulement observé au niveau de l'embouchure de l'Èbre mais également en amont à Alfaro, alors que la Zone Axiale n'est pas encore drainée par l'Èbre. Le processus menant à l'enrichissement en populations triasiques est donc difficile à appréhender. De plus, si la source des âges de refroidissement peut être attribuée aux Pyrénées et à une source supplémentaire à l'ouest du bassin encore inconnue, cela n'explique pas pourquoi l'apport de grains d'âge triasique provenant de ces sources semble augmenter drastiquement après le Miocène.

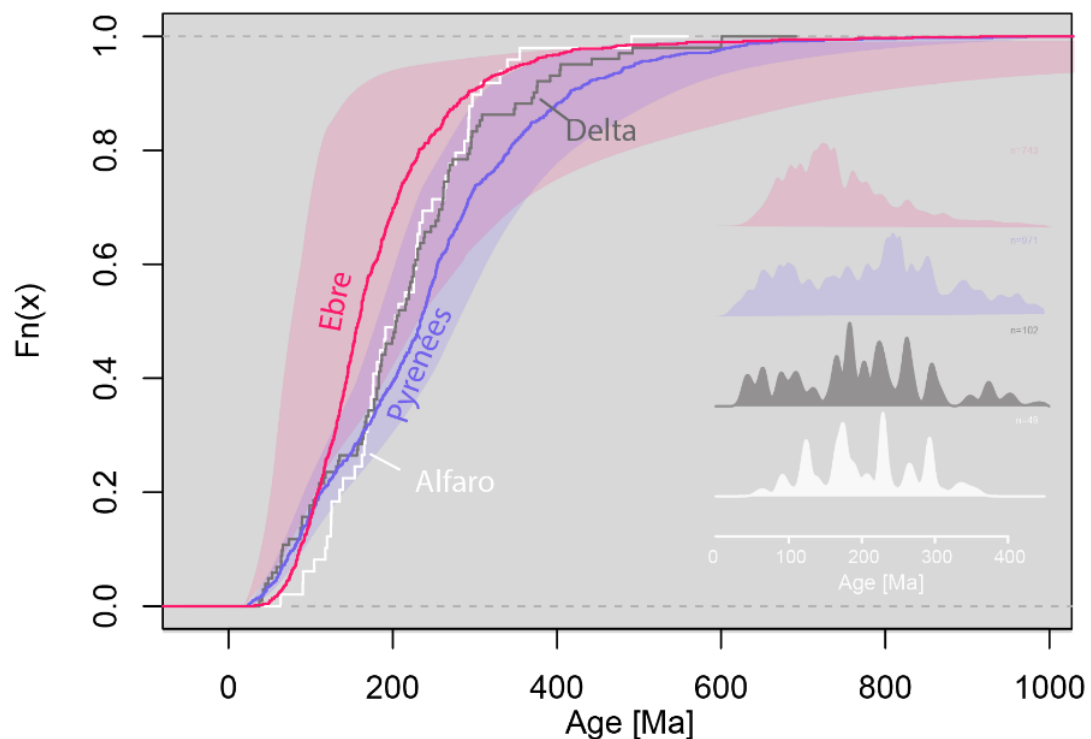


Figure 7817 CC (Courbe cumulative) et KDE (kernel density plot) des âges ZFT obtenus dans les sédiments pyrénéens (Vacherat et al., 2017; Whitchurch et al., 2011) et les sédiments du bassin de l'Èbre (cette étude) comparés aux distributions cumulatives obtenues dans les sédiments actuels en amont et en aval du fleuve de l'Èbre. Les erreurs sur les âges ZFT sont représentées par des

enveloppes rouges pour le bassin de l'Èbre et bleues pour les Pyrénées. Le code couleur utilisé pour les CC et les KDE sont les mêmes.

6.3.3. Changements dans la dynamique d'incision et de transfert sédimentaires

Depuis l'arrêt de l'extension liée à la formation du Golfe du Lyon au Tortonien, aucune période d'exhumation majeure n'est documentée en Ibérie. Un changement de la dynamique du drainage au cours de la vidange du bassin de l'Èbre aurait pu mener à l'enrichissement en grains ZFT triasiques. L'excavation du bassin aurait pu entraîner l'érosion des conglomérats oligo-miocène riches en grains triasiques recouvrant le socle des Pyrénées qui aurait été stockés dans les séries les plus récentes du bassin syn-post-excavation. Le volume contenant des zircons triasiques aurait donc pu être plus important dans le bassin que ne le suggère les données dans le bassin. L'augmentation des fragments métamorphiques contenus dans les échantillons modernes irait également dans ce sens.

Expliquer ce changement de signature par la réorganisation du drainage semble plus compliqué puisqu'aucune source triasique ZFT n'a été répertoriée dans cette étude et dans la littérature.

L'ouest de la zone présente néanmoins quelques âges de refroidissement ZHe et AFT triasiques moyens répertoriés dans la Chaîne Basco-Cantabre de l'ouest dans des sédiments triasiques et carbonifères (Carrière, 2006; Fillon et al., 2016; Figure). Des études récentes montre que le bassin de l'Èbre capture le bassin versant du Duero (Vacherat et al., 2018). Cette capture aurait pu conduire à drainer une zone plus fertile en zircon triasique depuis la vidange de l'Èbre.

Dans tous les cas, il est difficile d'apporter une réponse claire concernant cet enrichissement en populations triasiques/appauvrissement en créacés à partir de ces données. De plus d'autres processus que ceux évoqués plus haut ont pu entrer en compte dans la dilution du signal jurassique inférieur comme (i) l'érosion différentielle des massifs, (ii) la fertilité en zircon des différentes sources, l'érosion préférentielle du lit du fleuve de l'Èbre (incision des sédiments anté-oligocènes et pliocènes non datés dans cette étude) et enfin (iii) le tri hydraulique. Il reste donc à tester via la modélisation des processus de surface l'effet de ces différents processus. Un travail sur ce sujet a été initié dans le cadre d'un Master, il sera exposé dans la partie synthèse du manuscrit.

7. Conclusion

7.1. Cameros vs Èbre / source potentielle / recyclage

Les résultats ZFT obtenus dans le bassin de Cameros peuvent être élargis à l'ensemble du bassin de l'Èbre à la fois dans le temps (~150 Ma) et dans l'espace (~1000 Km). Les deux populations caractérisant des sources du Jurassique Inférieur (160-190 Ma) et albo-cénomaniennes (90-110 Ma) sont caractéristiques de l'ensemble de la zone nord-ibérique étudiée et ce majoritairement dans les sédiments syn- à post-orogéniques.

La signature jurassique reflète des événements liés à l'ouverture de l'Atlantique et de l'océan Liguro-Piémontais. Ces âges sont à relier à la combinaison de deux effets : (i) l'héritage d'une lithosphère anormalement chaude liée au début de la dislocation de la

Pangée et (ii) l'exhumation des épaules du rift lors de la formation de la marge ouest-ibérique.

La signature thermique de l'Albien Ibérie est concomitante avec le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne et l'exhumation du manteau dans les Pyrénées. Comme expliqué dans le chapitre 4, le moteur de cette anomalie thermique bien que mal compris dans le détail, suggère un lien avec la mise en place de la frontière de plaque dans le golfe de Gascogne et la propagation de l'extension vers l'est dans l'Ibérie. Le manteau lithosphérique est probablement anormalement chaud et faible mécaniquement car il a enregistré des épisodes d'amincissement au Permo-Trias et au Jurassique Supérieur-Crétacé. Le recuit partiel de certaines formations albo-cénomaniennes (Fm. Utrillas) semble appuyer l'hypothèse de circulation de fluides hydrothermaux à cette époque en relation avec les anomalies dans le manteau.

Les trois méthodes ZFT, U-Pb et pétrographiques révèlent qu'une part importante des apports sédimentaires sont liés aux recyclages d'anciens sédiments détritiques à la fois pendant la période syn-rift avec le recyclage sédimentaire des dépôts paléozoïques et antérieurs, et syn- à post -orogéniques. Ce recyclage se caractérise notamment par des grès très matures, des signatures (âges U-Pb) très proches de celle des sédiments paléozoïques.

7.2. Avantage de la méthode ZFT et possible biais des méthodes utilisées

La thermochronologie détritique trace de fission sur zircon utilisée pour tracer les sources durant un cycle orogénique pauvre en événement magmatique a permis de caractériser d'autres événements thermiques avec succès, notamment les événements reliés au rifting. Cette technique permet de tracer des périodes de recuit dans les sédiments lors de leur stockage dans un bassin extensif associé à de forts gradients géothermiques. Elle a permis également la cartographie de deux zones sources d'après leur caractéristique thermochronologique : elles se localisent dans les Pyrénées (absence de grains crétacés supérieurs et abondance de grains anté-triasiques) et l'Ibérie (présence de grains crétacés – absence de grains anté-triasiques).

En revanche, après le rifting la signature ZFT semble monotone et n'enregistre pas ou très peu de variations liées au passage vers le syn-orogénique, car cette méthode n'est pas suffisamment sensible. L'idéal serait de pouvoir compléter cette information avec des données AFT (température de fermeture inférieure), mais les apatites sont très facilement dissoutes et donc bien moins préservées que les zircons.

Un autre problème relevé dans cette étude est la signification des populations obtenues par la méthode des KDE ou des PDP. En raison des erreurs inhérentes à la datation ZFT une dilution du signal principal par l'apparition de pics intermédiaires est possible. Ce problème est très bien illustré par les sédiments actuels. Or les grains les plus vieux sont souvent négligés par cette méthode puisqu'ils sont souvent associés à la présence d'importantes teneurs en uranium et donc une forte densité de traces ne pouvant pas, ou peu, être comptées à l'œil nu. Les variations observées des populations étudiées se limitent donc aux variations de 1^{er} ordre comme cela a été réalisé dans cette étude.

7.3. Changement drastique du signal détritique du Miocène à l'actuel

Cette étude a permis d'identifier un enrichissement en grains ZFT triasiques actuels qui contraste avec la distribution des âges obtenus dans l'ensemble du bassin versant de l'Ebre. **Le contenu détritique de l'Ebre n'est donc pas représentatif de l'ensemble de son bassin versant.** Cette évolution est associée à l'augmentation de fragments métamorphiques dans les sédiments actuels. Si ce changement relativement rapide du signal est à rattacher aux modalités d'excavation de l'Èbre depuis la fin du Miocène, il s'avère nécessaire de réaliser une étude dédiée afin de mieux comprendre les processus en jeu tel que l'érosion différentielle des massifs, la fertilité en zircon des différentes sources, l'érosion préférentielle du lit du fleuve de l'Èbre potentiellement enrichi en zircons triasiques (incision des sédiments anté-oligocènes ou plus récents non datés dans cette étude) et enfin le tri hydraulique.

Chapitre 6

Synthèse, discussion et perspective

Synthèse, discussion et perspective	199
1. Synthèse paléogéographique.....	200
1.1. <i>Oxfordien-Kimmeridgien (163-152 Ma)</i>	200
1.2. <i>Barrémien-Aptien (129-113 Ma)</i>	200
1.3. <i>Albien (113-100 Ma)</i>	203
1.4. <i>Éocène inférieur (56-38 Ma).....</i>	204
1.5. <i>Eo-Oligocène (38-23 Ma)</i>	208
1.6. <i>Miocène supérieur.....</i>	208
2. Empreinte thermique du rifting	211
2.1. <i>Anomalie thermique au Jurassique Inférieur</i>	211
2.2. <i>Anomalies thermique daté de l'Albo-Coniacien</i>	211
2.3. <i>Lien entre mise en place du rifting et anomalie thermique.....</i>	212
3. Évolution récente du bassin de l'Èbre	214
3.1. <i>Géomorphologie du bassin de l'Èbre au Miocène</i>	214
3.2. <i>Résultats des modélisations AHe et conséquence sur la morphologie du bassin au Miocène ...</i>	214
3.3. <i>Modélisation géomorphologique et évolution du contenu détritique (CIDRE).....</i>	219

1. Synthèse paléogéographique

Cette première partie présente sous forme de carte et légendes (Figure 118 à Figure 84) une proposition de reconstitution paléogéographique de la plaque nord ibérique intégrant (i) les cartes paléogéographiques disponibles dans la littérature, (ii) la reconstruction cinématique récente de la zone développée par Nirrengarten et al., (2018) qui propose une révision de l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord et (iii) des contraintes temporelles et stratigraphiques présentées dans les chapitres 4 et 5, du Jurassique Supérieur au Miocène.

1.1. Oxfordien-Kimmeridgien (163-152 Ma)

Entre le Jurassique Moyen et le Jurassique Supérieur, la Téthys alpine (166 Ma)(Manatschal & Müntener, 2009) et la faille transformante de Terre-Neuve Gibraltar (~177 Ma)(Labails et al., 2010) délimite les bordures est et sud de la plaque ibérique. Au cours du Jurassique Moyen et supérieur le rifting entre l'Ibérie et Terre-Neuve est encore continental et seuls des évènements relativement diffus se mettent en place (bassin de Lusitania)(Rasmussen et al., 1998). Dans ce contexte, l'initiation de mouvements verticaux liés à la surrection des bordures du rift, se met en place dans le nord-ouest de l'Ibérie à partir du Bajocien (170 Ma). Elle se traduit par l'émersion du bloc de l'Èbre et d'une partie du massif ouest asturien (Bulard, 1972 ; Wilde, 1990) qui forme alors les bordures du domaine marin de Soria (

Figure 80). Néanmoins, le début du rifting ne commence réellement qu'avec l'accélération de la subsidence dans les bassins asturiens de Cameros et Maestrat à partir de l'Oxfordien (163 Ma) (Figure 119). Dans la partie ouest du bassin de Soria nouvellement créé, les produits de l'érosion de la couverture silico-clastique triasique et carbonatée du Jurassique Inférieur des massifs de l'Èbre et de la partie ouest du massif Asturien, nourrissent les premiers dépôts silico-clastiques de cette phase de rifting (chapitre 5, Aurell et al., 2003). Entre les deux blocs continentaux se mettent en place des plateformes carbonatées peu profondes (

Figure 809, Aurell et al., 2003). Les premiers mouvements décrochants entre l'Ibérie et l'Europe sont synchrones de cette période en relation avec le décrochement accommodé dans le système de rift ibérique (Nirrengarten et al., 2018; Tugend et al., 2015).

1.2. Barrémien-Aptien (129-113 Ma)

Durant le début du Crétacé, la formation de la limite ouest ibérique se confirme. Au sud de celle-ci, l'exhumation du manteau est initiée vers 140 Ma. Elle est retardée au nord, où l'exhumation du manteau est estimée vers 120 Ma (Féraud et al., 1996; Schärer et al., 1995). En parallèle, le système de rift ibérique acquiert sa structuration selon un axe NO-SE.

Les données pétrographiques et U-Pb des échantillons de Cameros suggèrent que la majorité des apports proviennent du système central ibérique qui s'exhume de 2 à 3km entre 150 et 100 Ma (De Bruijne & Andriessen, 2002). Cette zone est principalement constituée de roches métamorphiques paléozoïques et de roches plutoniques Ordoviciennes, probablement déjà à l'affleurement à cette époque. Une grande partie des apports peuvent également provenir du recyclage des sédiments syn-rift déposés pendant la première phase d'amincissement entre le Permien supérieur et le Trias. L'absence de zircons tardi-hercyniens (datation U-Pb) suggère que la source des sédiments valanginiens est localisée à proximité du bassin. En effet, une grande partie de cet évènement magmatique affecte l'Ibérie et cette signature est largement représentée dans les sédiments carbonifères et plus jeunes. En revanche, la chaîne de Guadarrama est principalement constituée de sédiments cambro-ordoviciens et

d'orthogneiss du même âge. Cela peut se confirmer de par le rôle de cette chaîne en tant que source du bassin de Cameros pendant le rifting. Les sédiments du bassin de Lusitania sur la marge atlantique du Portugal enregistrent quant à eux une forte signature hercynienne (datation U-Pb), pouvant traduire des apports provenant de la Zone Centrale Ibérique (CIZ) constituée de plutons du même âge (chapitre 5, Dinis et al., 2016).

D'un point de vue paléoclimatique, la région est située dans la zone tempérée à humide, et ce, jusqu'à l'Aptien (Hay & Floegel, 2012).

La structuration des différents bassins de rift semble former un système en échelons qui pourrait correspondre avec le mouvement senestre suggéré par Tugend et al. (2015) et Nirrengarten (2018) (voir chapitre 1). En revanche, l'extension observée dans les bassins ibériques (Figure 8120) semble trop importante par rapport aux quantités d'extensions envisagées (~70km). De plus, le déplacement transverse accommodé, entre l'Ibérie et l'Europe, entre le Barrémien et l'Albien, semble peu réaliste et trop important. La position initiale de la plaque ibérique est donc probablement plus proche de la plaque Europe qu'elle ne l'est dans cette reconstitution, et doit donc être améliorée.

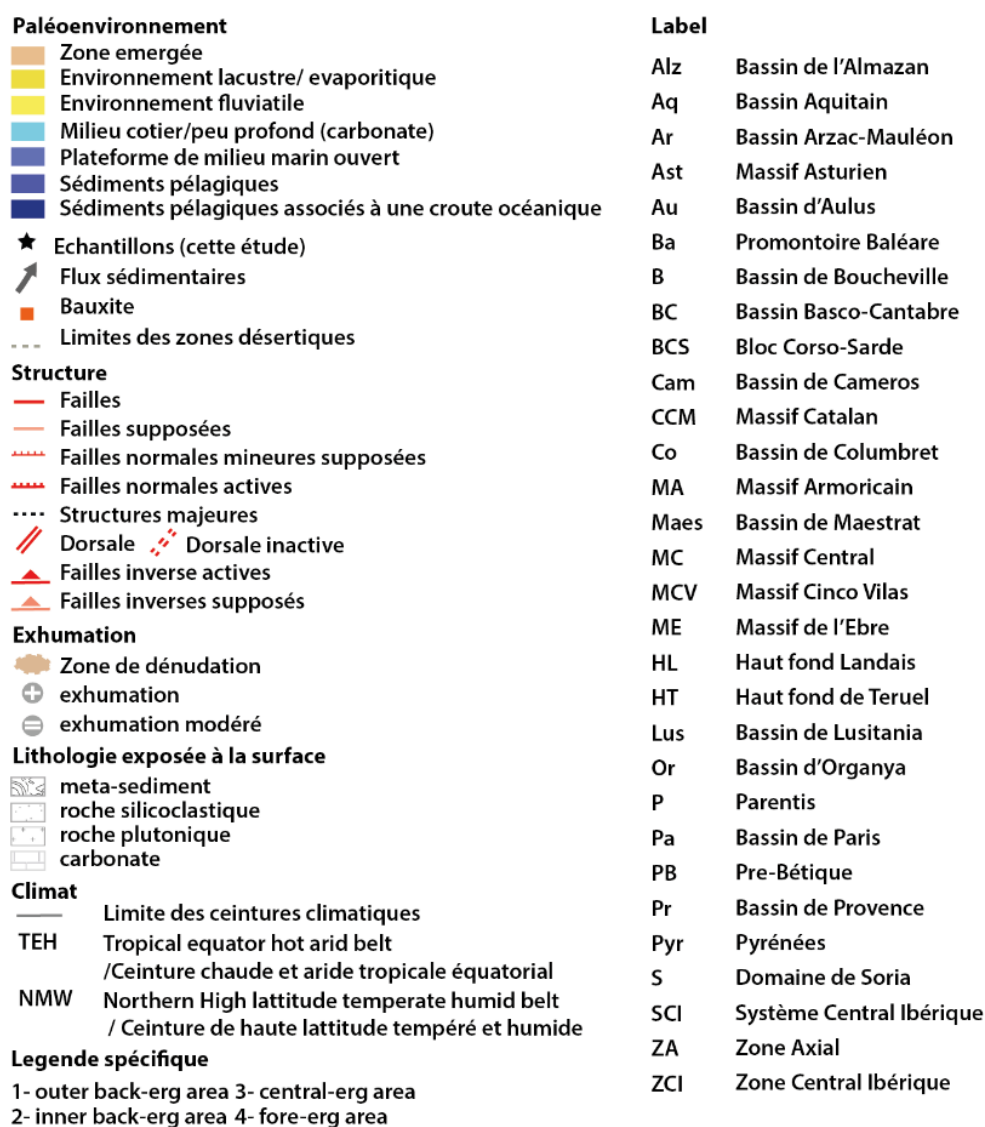


Figure 7918 Légende des cartes paléogéographiques des figures 119 à 124

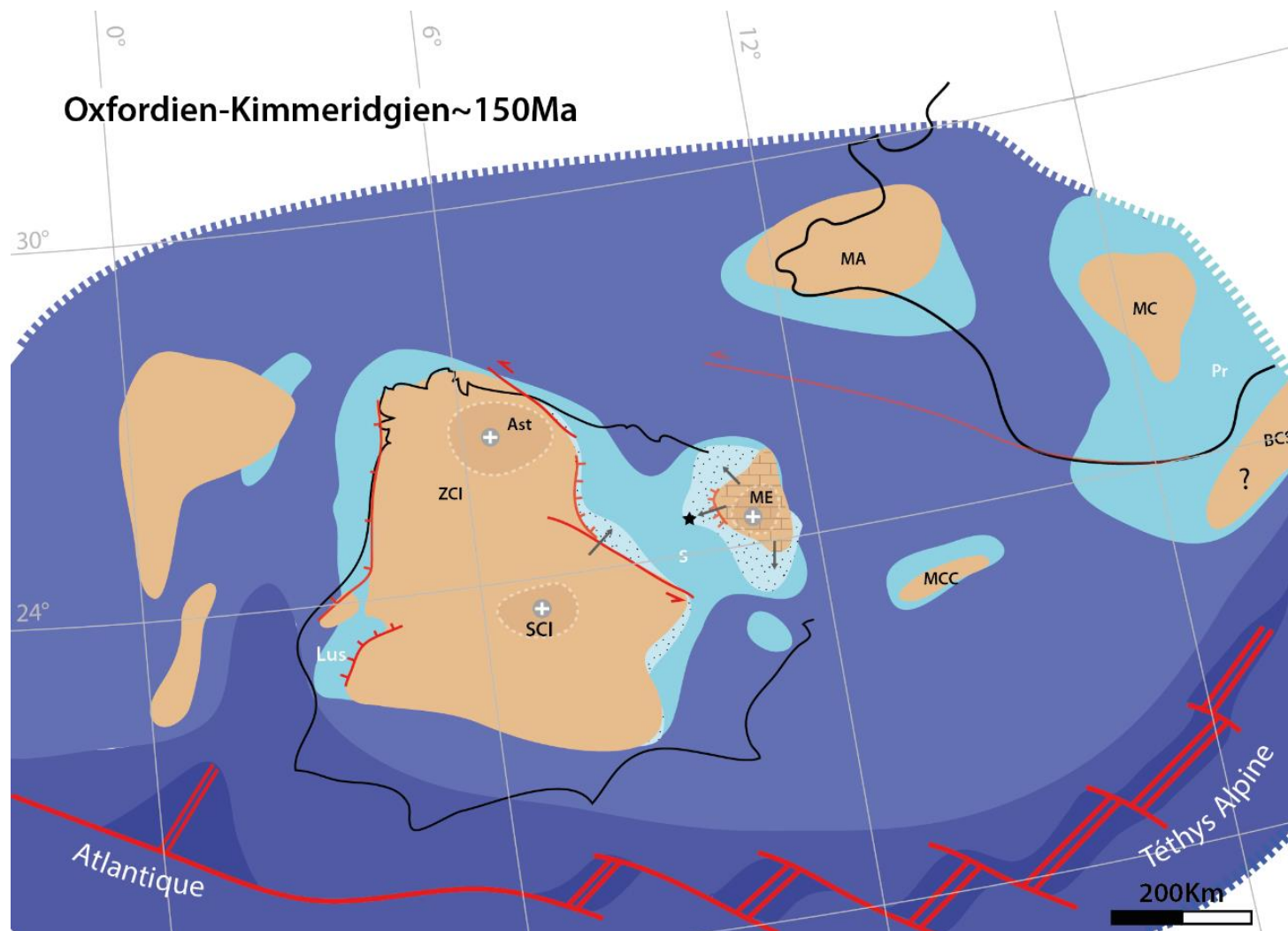


Figure 8019 : Tentative de reconstruction paléogéographique entre l'Oxfordien et le Kimméridgien d'après Aurell et al. (2003), Dercourt et al. (2000), Kullberg et al. (2014), Sopena et al., (2004). Reconstruction cinématique d'après Nirrengarten et al. (2018).

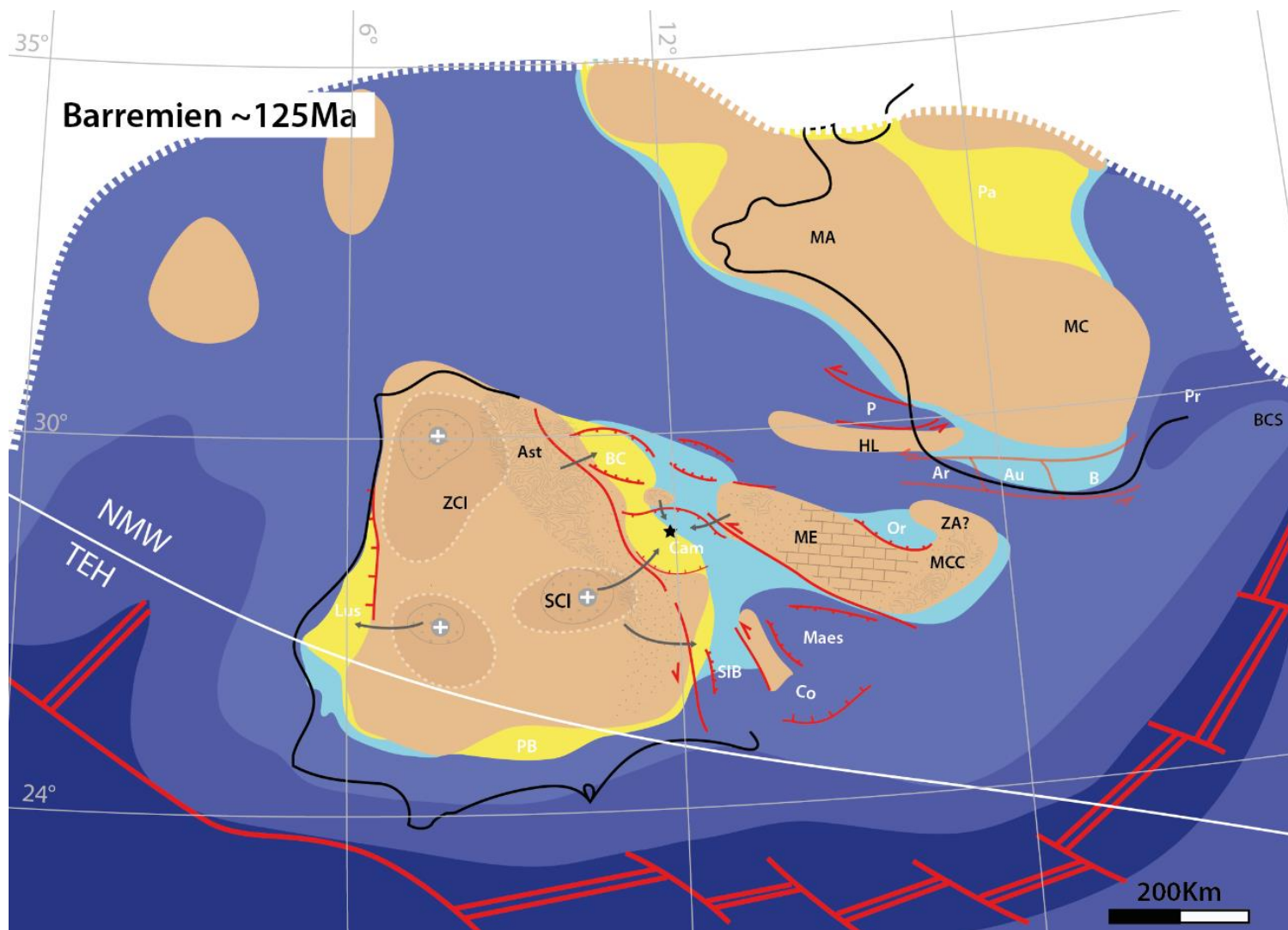


Figure 8120 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Barrémien d'après Dercourt et al. (2000), García-Mondéjar et al. (2004), Lanari et al. (2014), Pujalte et al. (2004), Serrano et al. (2006), Sopena et al. (2004), Tugend et al. (2015). Cinématique de l'ouest de la plaque ibérique d'après Nirrengarten et al. (2018)

1.3. Albien (113-100 Ma)

À l'Albien, la sédimentation au nord de plaque ibérique est caractérisée par le dépôt de sables clairs de la formation Utrillas. Celle-ci se dépose dans des environnements de type dépôt de plaine alluviale alternativement connecté à un système désertique situé dans la partie nord-est de l'Ibérie (Figure 821) (Rodríguez-López et al., 2006, 2008, 2010; García-Hidalgo et al., 2016; González-Acebrón et al., 2017). La formation n'est pas très épaisse (de l'ordre de la centaine de mètre), mais son extension latérale suggère qu'ils sont associés à un flux de sédiments remarquables (Rat, 1964). Cependant, ces sédiments détritiques ne semblent pas corrélés à une période de dénudation particulièrement importante (Carrière, 2006; De Bruijne & Andriessen, 2002; Grobe et al., 2010).

Les sources sont donc soit plus éloignées du dépôt, c'est-à-dire situées en dehors de l'Ibérie ; soit la dénudation n'est pas localisée et affecte une grande partie de la péninsule Ibérique. Notre étude indique que la distribution des âges ZFT change légèrement à cette période. Néanmoins, ces observations sont limitées en raison du manque de matériel disponible et du peu d'apatites et de zircon préservées dans cette formation, ce qui ne permet pas l'identification précise des sources. Pour l'instant, aucune étude ne semble indiquer une source externe pour les sédiments Utrillas qui désignent plutôt le massif ouest ibérique comme zone source (Rodríguez-López et al., 2010; González-Acebrón et al., 2017).

Si elle n'est pas imputable à la tectonique, cette érosion très distribuée pourrait être le résultat de la saisonnalité qui est marquée à cette époque comme le suggère les données palynologiques (Barrón et al., 2015; Heimhofer et al., 2012; Horikx et al., 2017) et pétrologiques (Rodríguez-López et al., 2006; Rodríguez-López et al., 2008). En effet, pendant l'Albien, la plaque ibérique est localisée à l'interface entre la ceinture humide et tempérée (NMW) et la ceinture aride et chaude (NHA) qui sont soumises à des variations latitudinales fortes (Figure 821) (Hay & Floegel, 2012). Ces variations sont aussi bien enregistrées à l'ouest, donc dans le bassin de Lusitanie et le bassin Basque-Cantabre (Heimhofer et al., 2012; Barrón et al., 2015; Horikx et al., 2017), qu'à l'est donc dans le bassin de Maestrat (Rodríguez-López et al., 2010). Dans le système pyrénéen, qui accommode l'extension depuis l'Aptien supérieur, la présence de bauxite albo-aptienne (Combes, 1969; Combes et al., 1998) témoigne en revanche d'un milieu chaud et tempéré, et ne semble pas être affectée par ces variations de saisonnalité. Dans le bassin d'Organya des dépôts silico-clastiques semblables au grès de la formation Utrillas se déposent à la même période. Les sources supposées pour ces grès sont localisées au sud-ouest de la zone (García Senz, 2002) et appartiennent donc probablement à la formation Utrillas (Filleaudeau et al., 2012).

1.4. Éocène inférieur (56-38 Ma)

Les premiers indices d'exhumation sont enregistrés dans les Pyrénées orientales entre 70 et 60 Ma (Mouthereau et al., 2014; Ternois et al., 2017). Au nord de la chaîne catalane, le socle paléozoïque semble déjà exhumé depuis le Crétacé supérieur (Gómez-Gras et al., 2016; Juez-Larré & Andriessen, 2002). Ces massifs exposés à cette époque (ainsi qu'une partie du socle du bloc de l'Ebro) alimentent les bassins de Tremp, d'Ainsa, et de Jaca comme suggéré par les données géochronologiques, thermochronologiques et pétrographiques (Whitchurch et al., 2011; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017; Gómez-Gras et al., 2016).

Dans les Pyrénées occidentales, l'initiation de l'exhumation est enregistrée vers ~50 Ma (Vacherat et al., 2014), période à laquelle on note une accélération généralisée des taux

d'exhumation de la Zone Axiale (ZA) (Fitzgerald, 2002; Morris et al., 1998; Sinclair, 2005; Vacherat et al., 2016). Le refroidissement enregistré dans le bassin de Cameros, attribué à l'initiation de l'inversion et de l'exhumation du bassin, semble légèrement précéder de quelques millions d'années la phase d'exhumation enregistrée dans les Pyrénées occidentales (chapitre 4, Figure 832). Le sud-est de la chaîne ibérique ne semble pas enregistrer de déformation avant l'Éocène supérieur dans la zone de Enlacs qui relie le bassin de Maestrat et le sud de la chaîne catalane (Villena et al., 1996). Cette période d'exhumation apparaît synchrone de l'augmentation de la déformation au niveau du front sud pyrénéen ce qui entraîne la formation de bassin piggy-back de Tremp à la même période. Le soulèvement des bassins piggy-back nouvellement créés est accompagné par la mise en place progressive de paléocourants transverses à l'axe de la chaîne pyrénéenne qui continue néanmoins à l'apport de sédiments vers le bassin de Jaca et vers l'océan atlantique (Whitchurch et al., 2011; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017).

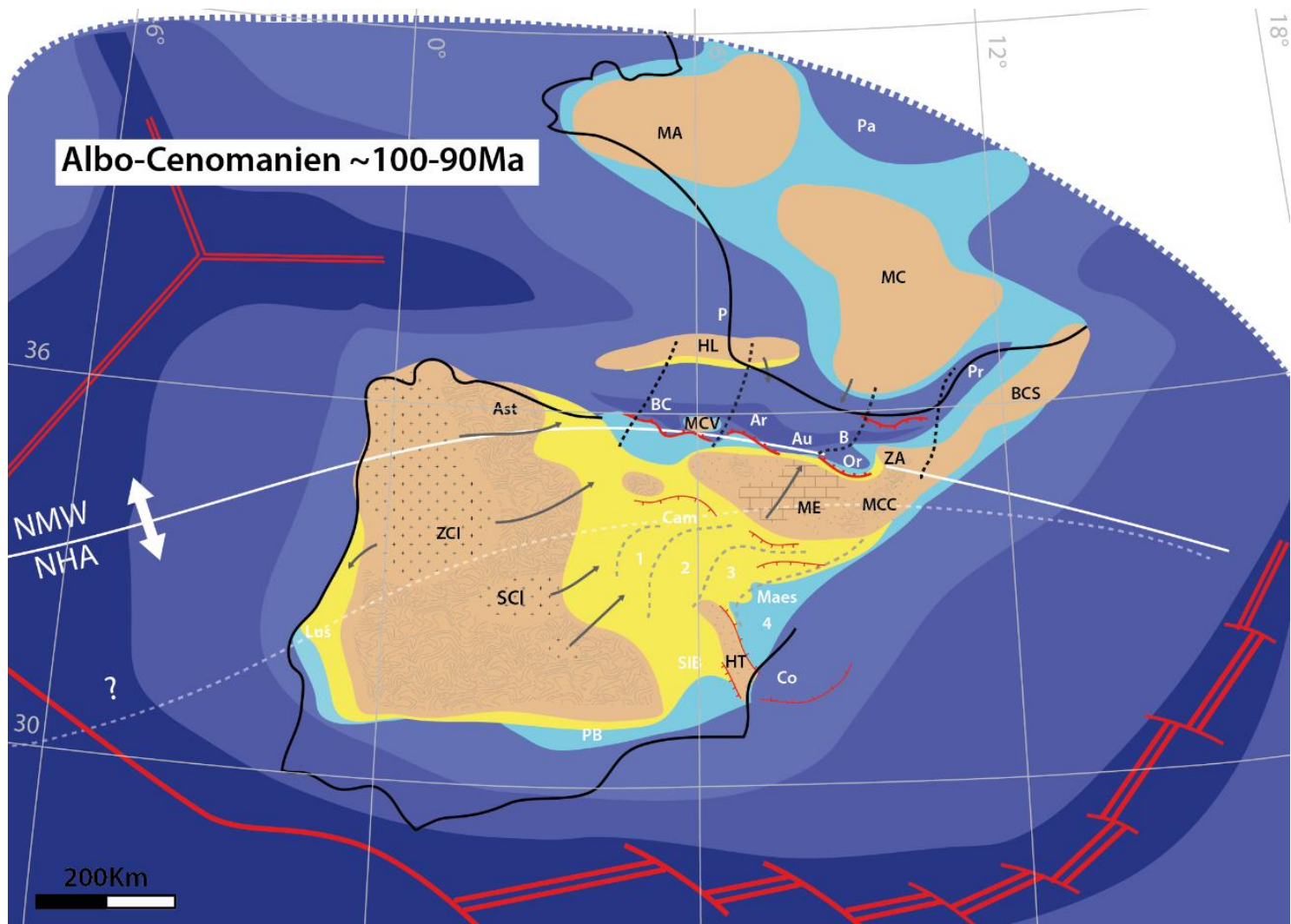


Figure 8221 : Tentative de reconstruction paléogéographique à l'Albien d'après Dercourt et al. (2000), Dinis et al. (2016), García-Mondéjar et al. (2004), González-Acebrón et al. (2017), Lanari et al. (2014), Rodríguez-López et al. (2010), Sopena et al. (2004), Vacherat et al. (2016). Cinématiques d'après Nirrengarten et al. (2018)

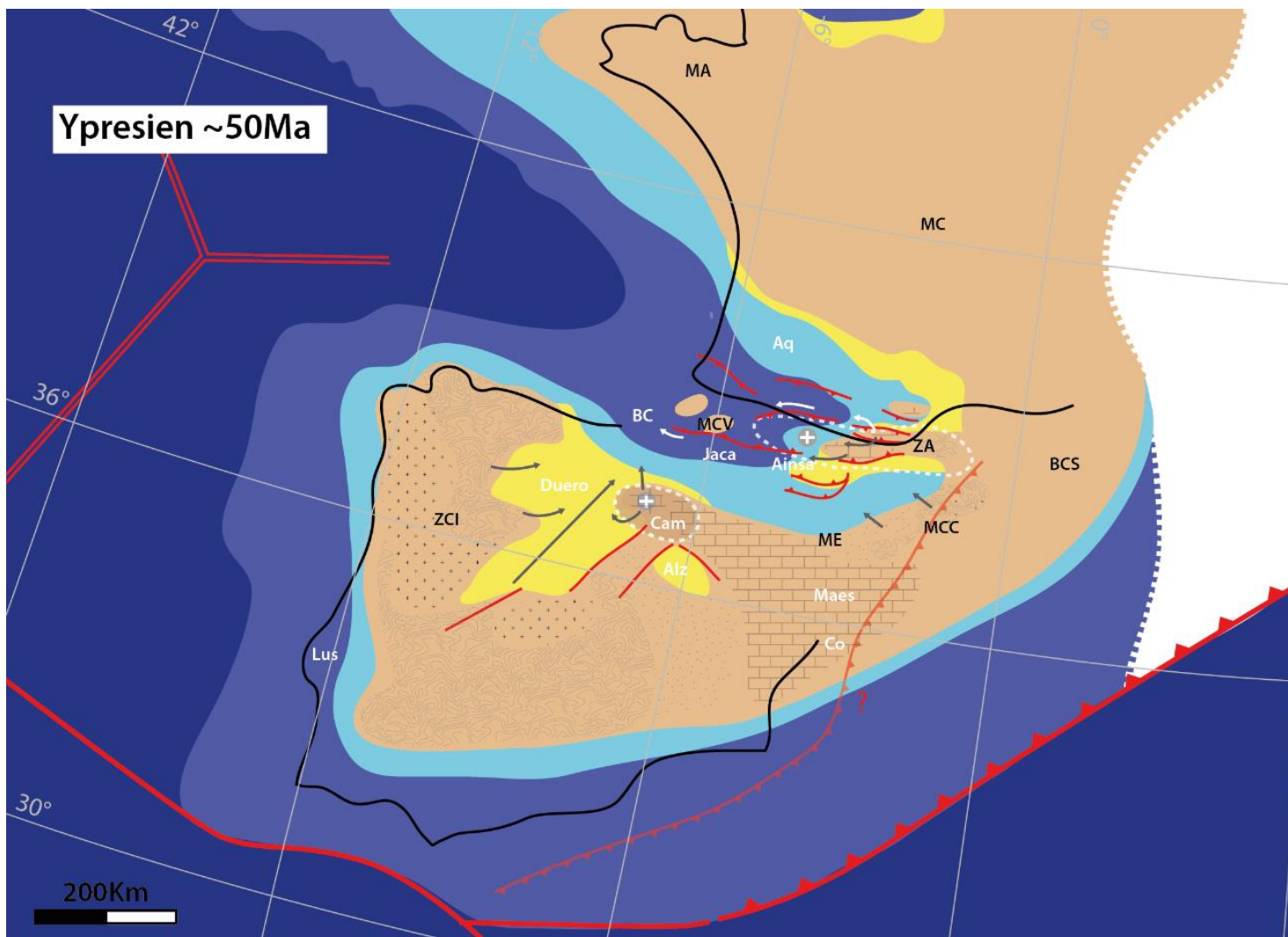


Figure 8322: Tentative de reconstruction paléogéographique au début de l'Éocène d'après Alonso-Gavilán et al. (2004), Dercourt et al. (2000), Fitzgerald (2002), Gómez-Gras et al. (2016), Lanari et al. (2014,) Sinclair (2005), Thomson et al. (2017), Vacherat et al. (2017), Whitchurch et al. (2011)

1.5. Eo-Oligocène (38-23 Ma)

À partir de l'Éocène supérieur (36 Ma, Costa et al., 2010), le soulèvement de la partie occidentale de la chaîne pyrénéenne et de la chaîne basco-cantabrique entraîne la fermeture du passage océanique vers l'Atlantique (Figure 3). Cette phase de soulèvement est également enregistrée par le bassin de Cameros dont l'exhumation accélère entre 35 et 25 Ma (chapitre 4). Elle correspond également à une accélération de l'exhumation de la Zone Axiale (ZA) des Pyrénées (2-4 km/Ma) (Fillon & Van Der Beek, 2012; Fitzgerald, 2002; Sinclair, 2005), qui est soulignée par le délai très court de 3 Ma dans les bassins sud pyrénéens entre exhumation et sédimentation (Whitchurch et al., 2011). À la suite de la fermeture du passage océanique, le bassin de l'Èbre et du Duero deviennent des bassins endoréiques (Costa et al., 2010). De larges cônes alluviaux oligo-miocènes se mettent en place sur les pourtours du bassin de l'Èbre (Villena et al., 1996) en réponse aux contraintes compressives présentes dans les chaînes ibérique et catalane. C'est également le cas dans les Pyrénées, où les systèmes alluviaux perpendiculaires à la chaîne apportent des produits d'érosion de la ZA dans le bassin de l'Èbre (Michael et al., 2014; Puigdefàbregas & Souquet, 1986). Les sédiments constituant ces cônes semblent provenir du recyclage sédimentaire des bassins mésozoïques. Cette hypothèse repose sur la similarité des distributions ZFT observées entre sédiments syn-rifts et syn-orogéniques et sur la présence systématique de grains portant une signature de refroidissement albienne, caractéristiques des sédiments syn-rifts (chapitre 4 et chapitre 5).

A contrario, les sédiments issus des bassins sud pyrénéens ne portent pas ou très peu cette signature albienne. Ils sont également représentés par un déficit en grain ZFT crétacé inférieur (chapitre 5). Cela peut signifier que les sources de ces sédiments n'ont pas subi de réchauffement significatif durant le Crétacé Inférieur. La ZA est la source principale de ces sédiments durant cette période. Cela pourrait signifier que celle-ci, du moins sa partie la plus méridionale, soit restée suffisamment stable durant le Crétacé pour ne pas expérimenter d'enfouissement significatif entraînant le « reset » des ZFT. En revanche, la ZA porterait davantage des signatures pouvant être attribuées à la première phase de rifting permotriasique et à des événements antérieures au cycle alpin (chapitre 5, Whitchurch et al., 2011).

1.6. Miocène supérieur

Dans les Sierras Marginales, les dernières activités tectoniques sont enregistrées du Miocène inférieur au Miocène moyen, et sont couplées à une diminution de l'exhumation dans les Pyrénées (~0.02 km/Ma) (Fillon & Van Der Beek, 2012; Fitzgerald, 2002; Labaume et al., 2016; Sinclair, 2005). En revanche, la chaîne ibérique est encore tectoniquement active jusqu'au Miocène moyen à supérieur (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997b). Les dernières déformations sont enregistrées dans le front nord de Cameros au Langhien (chapitre 4 et Figure 844) permettant l'érosion et le cannibalisme d'environ 1 km de sédiments datés du Miocène inférieur à moyen (Casas-Sainz & Gil-Imaz, 1998, chapitre 4). Le « reset » partiel des AHe de plusieurs échantillons de cette étude semble également montrer que d'importantes épaisseurs de sédiments oligo-miocènes se sont déposées, allant jusqu'à recouvrir partiellement les massifs ibériques (Figure 844). Seul l'échantillon prélevé dans la partie orientale du bassin de l'Èbre ne semble pas expérimenter de recuit. Plusieurs échantillons AHe enregistrent des âges de refroidissement entre 10 et 3 Ma, synchrones des refroidissements répertoriés dans le bassin de Tresp, dans les sédiments tertiaires qui ont été attribués à la vidange du bassin de l'Èbre vers 9 Ma (Fillon et al., 2013). Cette évolution récente du bassin sera plus spécifiquement discutée dans la troisième partie de ce chapitre.

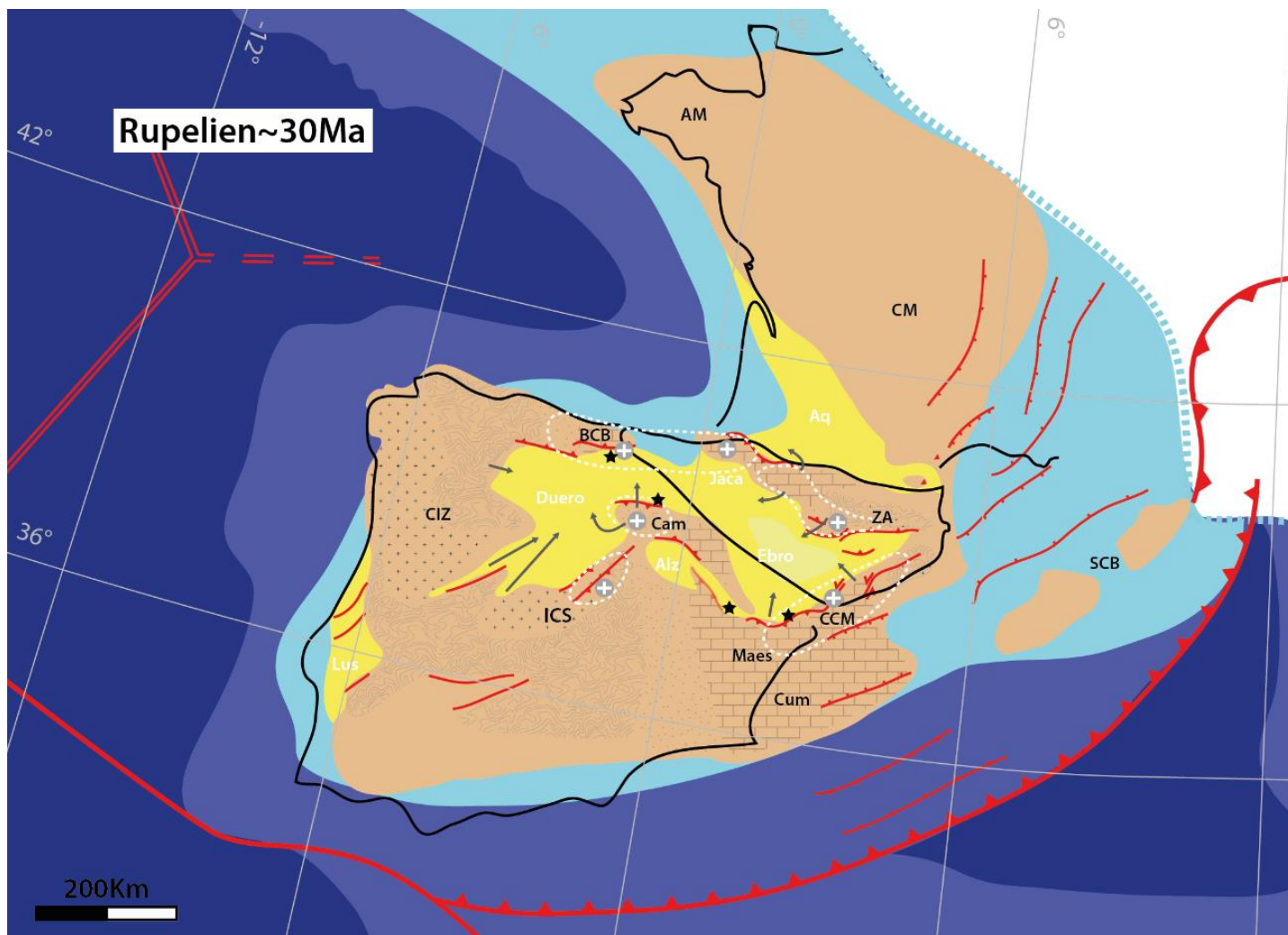


Figure123 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Rupélien d'après Alonso-Gavilán et al. (2004), Biteau et al. (2006), De Bruijne & Andriessen (2002), Dercourt et al. (2000), Etheve et al. (2016), Fillon et al. (2016), Fillon & Van Der Beek (2012), Pardo et al. (2004), Pellen (2016), Vacherat et al. (2017), Whitchurch et al. (2011).

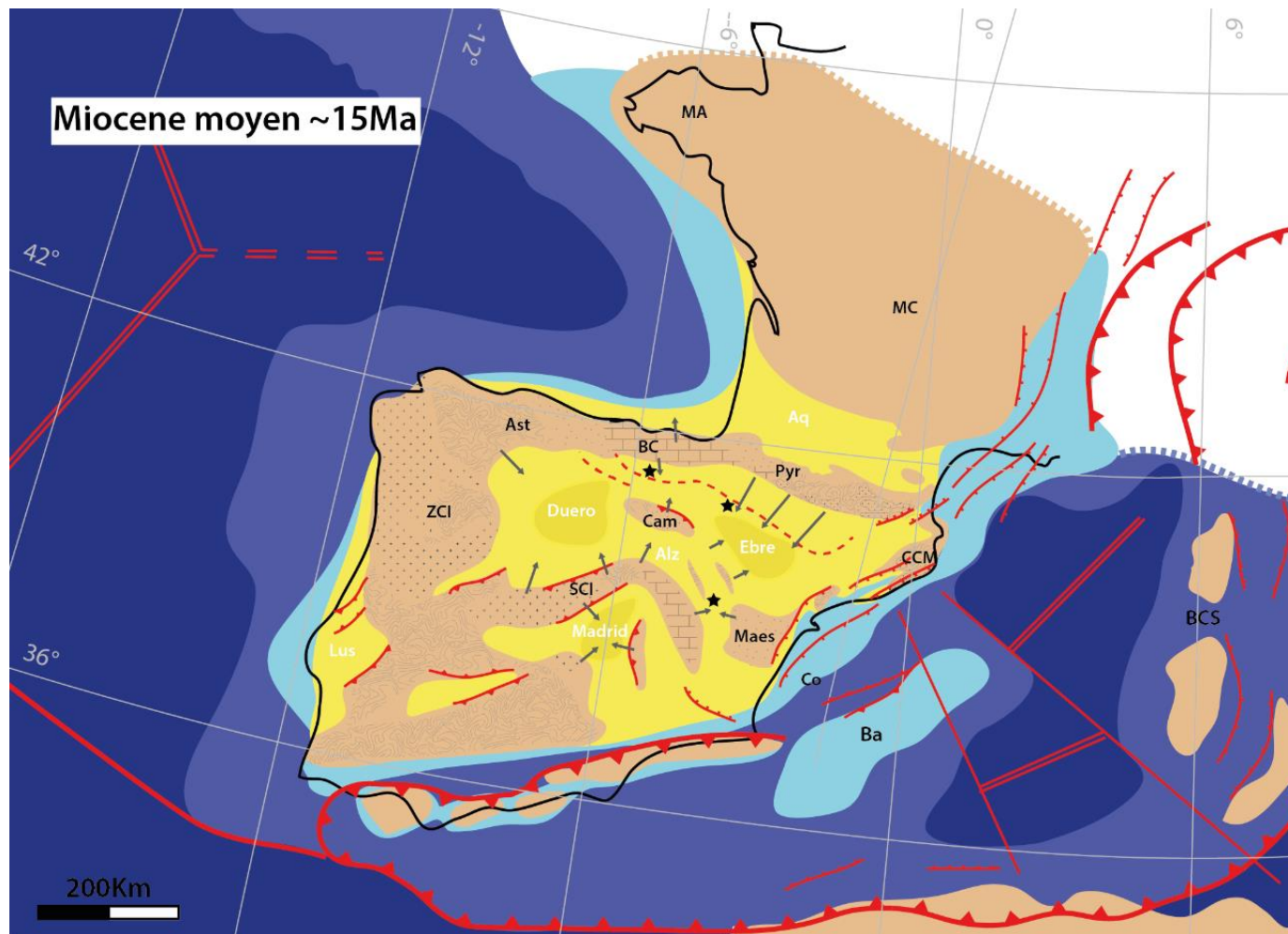


Figure 8424 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Miocène d'après Alonso-Gavilán et al. (2004), Calvo et al. (1996), Etheve et al. (2016), Fillon et al. (2013), de Galdeano & Rodríguez-Fernández (1996).

2. Empreinte thermique du rifting

Les études de thermochronologie détritique ZFT et AFT ont permis l'identification de deux empreintes thermiques pouvant être rattachées aux différents épisodes de rifting enregistrés en Ibérie.

2.1. Anomalie thermique au Jurassique Inférieur

Les populations ZFT dominantes dans le bassin de l'Èbre sont comprises entre 170 et 190 Ma. Cet événement jurassique inférieur est documenté en Galice, dans le massif ouest ibérique, par des analyses AFT, mais reste néanmoins très localisé (Carrière, 2006; Grobe et al., 2010). Il est également préservé par quelques données ZFT (Stapel, 1999). Cet événement est synchrone de la phase de rifting effectif au Lias dans l'ouest de l'Ibérie, notamment dans le bassin lusitanien (Murillas et al., 1990; Wilson et al., 1989). Dans cette partie de l'Ibérie, le refroidissement observé au Jurassique Inférieur peut être attribué à l'exhumation des épaules de rift entre l'Ibérie et Terre-Neuve, en relation avec l'ouverture de l'océan atlantique central.

Des âges ZFT datés du Jurassique Inférieur sont également documentés dans la chaîne catalane (Figure 855). Le recuit est cette fois-ci attribué à la 1ère phase de rifting mis en place suite à la propagation de la Néotéthys vers l'ouest, et à l'enfouissement du socle par les sédiments triasiques et jurassiques. Cependant, la subsidence enregistrée dans le domaine catalan est vraiment faible (0.01 mm/an) durant cette période (Anadón et al., 1979). L'effet « blanketing » induit par le dépôt d'1km de couverture sédimentaire jurassique carbonatée au Lias, ou encore l'augmentation de la conduction apportée par le dépôt d'une centaine de mètres d'anhydrites durant le Keuper (Ortí et al., 2017b) peuvent jouer sur le recuit des ZFT (Juez-Larré & Andriessen, 2006a). Cependant, la combinaison de ses trois mécanismes ne permettent pas d'expliquer les températures atteintes nécessaires au recuit des ZFT (Juez-Larré & Ter Voorde, 2009). Pour Juez-Larré & Ter Voorde (2009), cela suggère un apport supplémentaire de chaleur. Or, les populations d'âges de refroidissement enregistrés par les ZFT entre 160 et 200 Ma sont synchrones ou suivent la mise en place de la province magmatique de la CAMP (Marzoli et al., 1999; Nomade et al., 2007) vers 200 ± 4 Ma. De nombreuses occurrences d'événements hydrothermaux sont également documentées entre le Jurassique et le Crétacé (Figure 855 et références associées).

Les données thermochronologiques indiquent donc que l'Ibérie a subi un événement thermique généralisé, pendant la formation de la CAMP (et même quelques millions d'années au-delà) soit en relation avec le début de l'accrétion océanique dans l'Atlantique central et la dislocation de la Pangée. Cet événement magmatique a pu produire des effets thermiques sur un temps relativement long avant de se résorber par relaxation thermique (Figure 855).

2.2. Anomalies thermique daté de l'Albo-Coniacien

Le second événement thermique enregistrée par les ZFT et AFT de la zone d'étude partage le même calendrier que le métamorphisme observé dans les Pyrénées et dans la chaîne ibérique. Celui-ci est daté entre 108 et 86 Ma (Casquet et al., 1992; Montigny et al., 1986) ce qui coïncide avec les âges ZFT et AFT obtenus dans cet étude (chapitre 4 et 5). Il est rattaché, dans les bassins pyrénéens, à l'exhumation du manteau sous-continentale qui suit le début de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne. Cet événement thermique est donc bien en relation avec l'amincissement bien documenté dans le système pyrénéen et qui coïncide avec les âges ZFT et AFT obtenus dans cette étude. En revanche, l'observation d'un même type

d'événement métamorphique et de gradients géothermiques élevés (70-80°C/km) entre les bassins pyrénéens et les bassins appartenant au système de rift ibérique suggère un lien génétique. L'amincissement de la croûte dans le système ibérique a précédé l'anomalie thermique ce qui suggère que c'est le processus en jeu dans les Pyrénées qui est l'origine de l'anomalie dans la chaîne ibérique. L'événement le plus important d'un point de vue dynamique est associé à la remontée du manteau asthénosphérique sous la dorsale du golfe de Gascogne. Nous faisons donc l'hypothèse que l'accrétion océanique couplée à la présence d'une zone de faiblesse rhéologique et structurale soit l'origine de l'anomalie. Une des caractéristiques de cette anomalie thermique est également sa persistance, puisqu'un paléo-gradient thermique élevé paraît affecter ces bassins pendant 30 Ma (chapitre 4). Ce résultat a été également observé dans les Pyrénées (Vacherat et al., 2014).

L'anomalie thermique albienne est potentiellement enregistrée pas les ZFT présents dans les dépôts Utrillas, qui sont pourtant synchrones de sa mise en place. En effet, même si cela reste à vérifier pour les dépôts de Segura de los Baños, les dépôts Utrillas de la coupe catalane (coupe de bot) révèlent un recuit des ZFT les moins rétentifs vers 83 ± 27 Ma. Ces âges ZFT de refroidissement semblent synchrones du magmatisme crétacé décrit au nord de la chaîne (Ubide et al., 2014). La forte porosité de ces sédiments peut éventuellement appuyer la circulation de fluide comme moteur principal des transferts de chaleurs durant l'Albo-Coniacien.

2.3. Lien entre mise en place du rifting et anomalie thermique

Dans les deux cas énoncés ci-dessus, les deux anomalies peuvent être mises en relation avec un système extensif. Cependant, ces anomalies postdatent souvent la période de rifting. Dans le cas de l'événement thermique jurassique inférieur, l'enregistrement de l'anomalie par les ZFT est décalé par rapport au rift permo-triasique associé à la dislocation de la Pangée et à l'initiation de l'ouverture de l'Atlantique central vers 200 Ma (Labails et al., 2010). La période entre le Jurassique Inférieur et Moyen est d'ailleurs décrite comme une période de subsidence thermique et de quiescence tectonique (Salas et al., 2001). On peut observer la même chose pour l'anomalie albienne qui, dans le système de rift ibérique est postérieure à l'événement majeur d'amincissement qui est situé entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur, montrant que des systèmes de rifts avoisinant peuvent s'influencer l'un l'autre via la réutilisation de faiblesses rhéologiques et structurales permettant le mouvement de flux asthénosphérique associé à la migration de la dorsale. Ces deux événements thermiques semblent également synchrones d'une période où l'accrétion océanique enregistrée aux bordures de l'Ibérie est relativement faible (i) dans le segment extensif séparant l'Ibérie et l'Afrique pendant le Jurassique Inférieur, et (ii) dans le segment extensif séparant Ibérie et Terre-Neuve à l'Albien (Figure 855) (Labails et al., 2010; Nirrengarten et al., 2018).

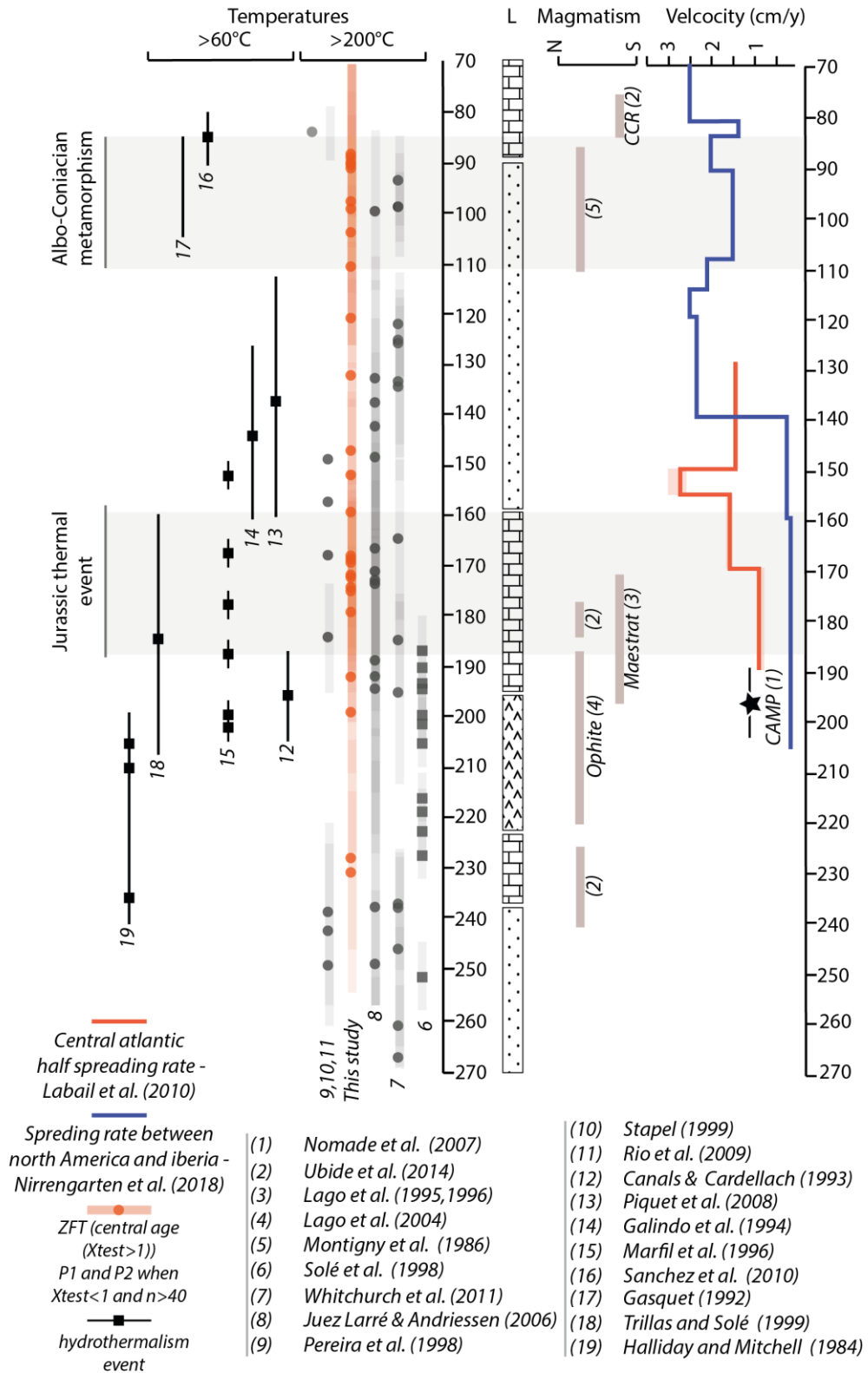


Figure 8525 : Synthèse des évènements magmatiques et hydrothermaux de la plaque ibérique comparée aux données ZFT de la littérature et de cette étude.(Canals & Cardellach, 1993; Casquet et al., 1992; Del Río et al., 2009; Galindo et al., 1994; Halliday & Mitchell, 1984; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Lago et al., 1996; 2004; Marfil et al., 1996; Montigny et al., 1986; Nomade et al., 2007; Pereira et al., 1998; Sánchez et al., 2010; Solé et al., 1998; Stapel, 1999; Trilla & Solé, 1999; Ubide et al., 2014; Whitchurch et al., 2011)

3. Évolution récente du bassin de l'Èbre

Dans cette partie, il est question de l'évolution et de la réorganisation du bassin versant du fleuve de l'Èbre au Miocène supérieur entre 12 et 7.5 Ma. Les modélisations de nouvelles données AHe présentées dans le chapitre 5, ont permis de confirmer et d'étendre les résultats de l'étude de Fillon et al. (2013) sur les bordures des chaînes Basco-Cantabriques et de la partie orientale des Pyrénées. Ces nouvelles données permettent de proposer plusieurs hypothèses pour expliquer la modification de la distribution des âges thermochronologiques détritiques ZFT entre le Miocène et la période actuelle. Ces hypothèses sont finalement discutées à la lumière de la modélisation de la distribution du contenu détritique de l'Èbre menées dans le cadre des travaux de master de Désiré Saliba financé par Total et encadré par Charlotte Fillon (Total Pau) et Sébastien Carretier (IRD-GET-Toulouse).

3.1. Géomorphologie du bassin de l'Èbre au Miocène

Le soulèvement de la chaîne Basco-Cantabrique pendant l'Oligocène, entraîne la fermeture du passage vers l'océan Atlantique et le début de la phase endoréique du bassin de l'Èbre. Il en découle la continentalisation du bassin de l'Èbre à partir de 36 Ma qui se manifeste par le dépôt de larges cônes alluviaux en bordure des chaînes Pyrénéenne, Basco-Cantabrique et Ibérique (Villena et al., 1996; Costa et al., 2010). Ces dépôts atteignent plusieurs kilomètres dans les Pyrénées centrales, recouvrant une grande partie du piedmont et de la Zone Axiale (Fillon et al., 2013). Les bordures des massifs situés au sud du bassin, comme par exemple dans les sédiments syn-rifts du massif de Cameros qui sont recouverts à plus de 1200m d'altitude de dépôts datés du Miocène supérieur. Au centre du bassin un climat aride à semi-aride se met en place à l'Oligocène ce qui favorise la formation d'environnements lacustres et évaporitiques. Au Miocène supérieur entre 12 et 7.5 Ma (Garcia-Castellanos & Larrasoaña, 2015), la connexion de l'Èbre vers la Méditerranée permet l'érosion d'une centaine de mètre de sédiments miocènes, atteignant jusqu'à 1,6 km dans le bassin de Tremp (Fillon et al., 2013). Les causes de cette vague d'érosion à l'origine de la connexion de l'Èbre actuelle est largement débattue. Pour Garcia-Castellanos et al. (2003) l'ouverture est le résultat de la combinaison de l'érosion régressive de la chaîne catalane, du sur-remplissage du bassin par les sédiments et/ou de conditions climatiques favorables, passant d'un régime sec à humide à la fin du Miocène. La distribution de l'érosion aurait été également provoquée par le rebond isostatique (Garcia-Castellanos & Larrasoaña, 2015). Quel que soit le moteur de l'excavation, le changement de la distribution des âges ZFT observés entre les sédiments miocènes et les sédiments actuels (chapitre 5) qui sont caractérisés par davantage de grains ZFT anciens, suggère une plus forte contribution des Pyrénées (où au moins des bassins sud pyrénéens) où des âges ZFT plus vieux sont observés. Le bassin n'aurait toujours pas atteint son équilibre de nos jours, comme suggérer par la capture progressive du bassin versant du Duero au profit du bassin de l'Èbre (Vacherat et al., 2018).

3.2. Résultats des modélisations AHe et conséquence sur la morphologie du bassin au Miocène

Les résultats des analyses AHe du chapitre 5 montrent que certaines apatites contenues dans les sédiments d'âge éocène, oligocène et miocène ont subi un recuit partiel à total après leurs dépôts. Le gradient à cette époque pouvant être considéré comme normal (30°C/km), ces dépôts ont dû être potentiellement enfouis entre ~1km et 2km de profondeur. Quatre échantillons détritiques ont pu être modélisés dans le logiciel QTQt (Gallagher, 2012) en

utilisant le modèle de diffusion de Flowers et al., (2009). Ces modèles sont présentés en Figure 866.

L'histoire thermique de l'échantillon éocène supérieur prélevé dans le bassin de Jaca (Sal5) est relativement bien contrainte (Figure 866). La modélisation suggère que l'échantillon a subi un recuit d'au moins 65°C suivi d'un refroidissement entre 30 et 10 Ma. L'échantillon Oligocène Sal2 ne révèle pas de grains recuits.

La modélisation de l'échantillon miocène prélevé dans le bassin de Miranda (Sb4) est nettement moins bien contrainte, car l'échantillon est seulement partiellement recuit. Néanmoins, le sédiment semble avoir atteint au minimum 40°C après son dépôt, suivi par un refroidissement entre 12 et 1 Ma. L'échantillon Miocène SB5 situé à proximité de SB4 montre également des grains recuits, plus jeunes que l'âge stratigraphique. Sa modélisation en revanche ne montre pas de recuit particulièrement important.

L'histoire thermique révélée par la modélisation des AFT et des AHe de l'échantillon CMR2 présentée dans le chapitre 4 montre que les sédiments déposés au Chattien ont expérimenté un recuit de 60°C à 80°C, suivi d'une période de refroidissement entre 15 et 10 Ma (Figure 866). L'échantillon Oligocène CMR7, situé stratigraphiquement sous les dépôts du Chattien, montre un recuit partiel des grains AHe, supposant que l'échantillon a expérimenté un recuit de 30 à 40°C au moins, mais la modélisation ne montre pas de recuit important.

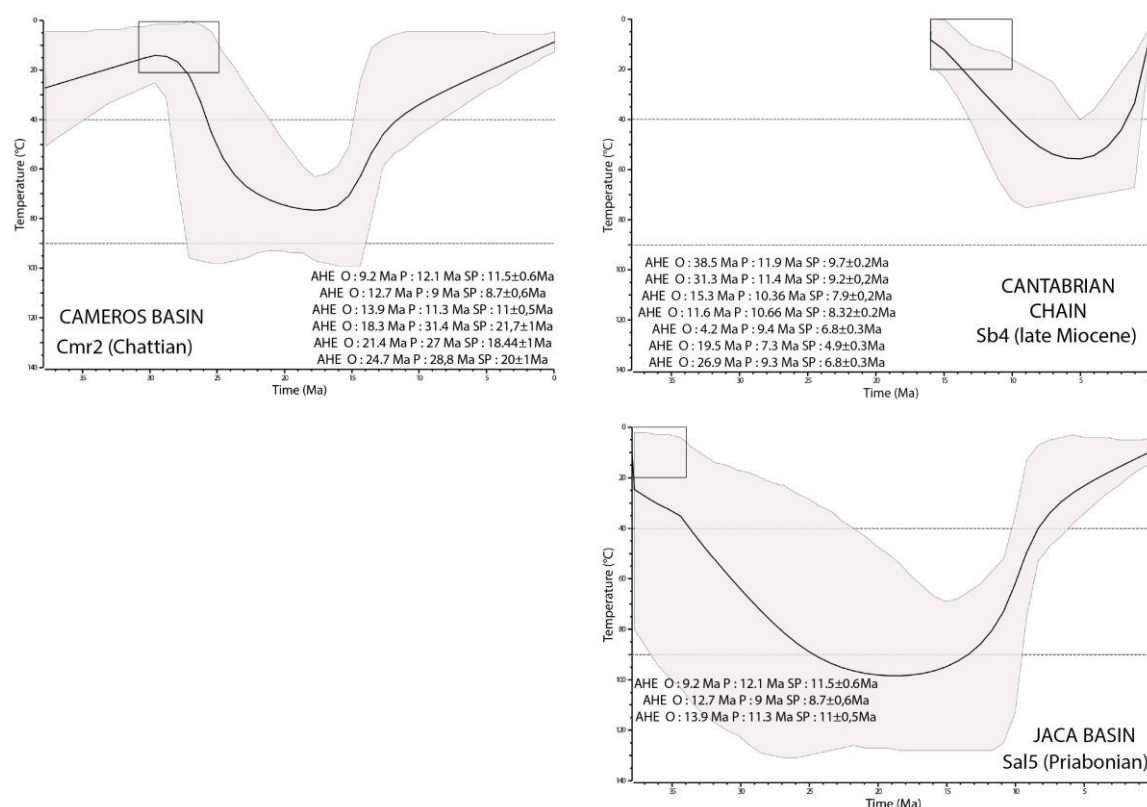


Figure 8626 : Histoire thermique des échantillons CMR2, CMR7, SB4 et SAL5 modélisé avec QTQt.

Le recuit de ces sédiments entre l'Oligocène et le Miocène peut être attribué à l'enfouissement par les sédiments déposés lors de la phase endoréique de l'Èbre à l'instar des âges AHe jeunes observés dans le bassin de Tresp (Fillon et al., 2013).

Pour CMR2 (Chattien) le refroidissement enregistré coïncide avec les dernières phases d'activité tectonique observées sur le front nord de Cameros (>9 Ma) et semble précéder les dépôts du Miocène supérieur qui viennent sceller à nouveau la déformation (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). Les épaisseurs sédimentaires accumulées entre le Chattien et le Tortonien sont d'ailleurs estimées à 1km ce qui pourrait expliquer les températures atteintes par le sédiment durant cet intervalle (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997). En revanche, ces derniers dépôts datés du Miocène supérieur ne semblent pas avoir entraînés de nouveaux recuits, ce qui signifie probablement que les dépôts du Miocène supérieur, dont l'épaisseur maximale actuelle est de 500m, n'ont pas atteint plus de 1km d'épaisseur dans cette zone.

Les épaisseurs sédimentaires restaurées par Labaume et al. (2016) vers 28 Ma dans le bassin de Jaca, suggère que seulement 2km de sédiments oligocènes recouvrent les séries éocènes. Or, la modélisation de SAL5 révèle que l'échantillon Éocène a atteint 65°C au minimum vers 15 Ma. Si l'on considère un gradient normal de 30°C/km et 20°C de température de surface, au moins 2600m, de sédiments oligo-miocène ont pu être érodés depuis cette date. De plus les derniers mouvements enregistrés dans le bassin, sont datés du Miocène inférieur (~20 Ma). Une partie du refroidissement enregistré par la modélisation de l'échantillon SAL5 postdate 20 Ma. Un autre mécanisme que des mouvements compressifs tardifs doit être impliqué dans l'exhumation des sédiments éocènes. Une partie du refroidissement observé pourrait donc être imputable à l'excavation de l'Èbre entre 20 et 10 Ma, période à laquelle l'excavation débute. Il est cependant étonnant que l'échantillon Sal2, situé à proximité de Sal5 ne soit pas affecté par un recuit. Les quatre grains utilisés pour l'analyse AHe de Sal2 ne sont pas suffisants pour contraindre une histoire thermique masquant éventuellement un recuit partiel. Cependant on ne peut exclure que les chemins T-t puissent indiquer une différence dans la géométrie des dépôts associés aux grands cônes alluviaux qui remplissaient le bassin à l'époque. La proximité de Sal5 avec le front de chevauchement sud pyrénéen pourrait également indiquer que celui-ci a enregistré les derniers incréments d'activité tectonique après 20 Ma. Le contrôle par la mobilisation du sel du Trias, connus pour être épais, qui est à l'origine des plis de détachement dans les Sierras Marginales (Figure 9) n'est pas à exclure pour expliquer l'exhumation post-orogénique.

Dans le bassin de Miranda, les épaisseurs érodées estimées sont comprises entre 600 et 1200m. Comme l'échantillon Miocène SB5 qui est situé stratigraphiquement sous SB4, n'a pas permis d'identifier de recuit, l'estimation basse est préférée dans cette étude. De plus si l'on restaure une épaisseur de 600m de sédiment mio-pliocène, l'altitude atteinte par le toit de ces sédiments serait cohérente avec l'altitude observée sur le flanc du massif de la Demanda par les sédiments mio-pliocènes ~1200m (Figure 877). Les modalités de l'exhumation de l'échantillon SB4 ne peuvent être directement rattachées à l'excavation de l'Èbre puisque la mise en place à proximité de SB4 et SB5 du diapir de Salinas de Añanas durant le Miocène supérieur (Figure 877) (Jurado & Riba, 1996) a probablement exercé un contrôle sur l'exhumation des sédiments miocènes à partir de 10 Ma.

Même s'il est difficile de relier directement les refroidissements enregistrés à l'excavation de l'Èbre, ces différents modèles montrent qu'une grande quantité de sédiment a pu être érodée

après le Miocène supérieur. Considérant les altitudes actuelles des sédiments échantillonnés une paléo-altitude moyenne de 1400m sur les massifs peut être envisagée pour les sédiments oligo-miocène impliquant le recouvrement d'une large partie du socle paléozoïque (Figure 877).

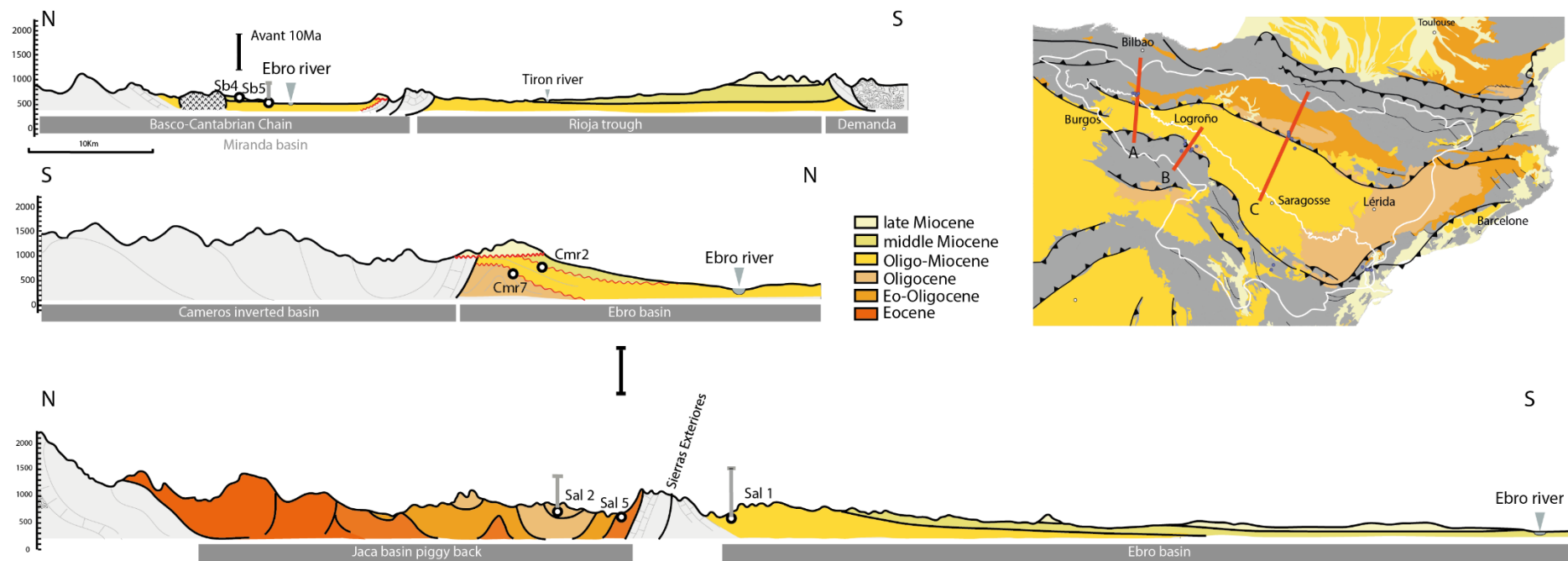


Figure 8727 : Coupes géologiques sur lesquelles sont localisés les différents échantillons datés en AHe et les estimations de la paléo-élévation (si l'on considère la référence topographique actuel déduit des modèles thermiques et des âges AHe obtenus. Les barres d'estimations des paléo-altitudes grises ne sont pas basées sur des modélisations, mais directement sur les âges obtenus. Les barres d'estimations noires sont basées sur les modèles présentés en figure 126.

3.3. Modélisation géomorphologique et évolution du contenu détritique (CIDRE)

Des travaux de master ont permis de mieux comprendre l'évolution récente de la distribution du contenu détritique de l'Èbre grâce à l'utilisation du modèle CIDRE. Les principaux résultats sont présentés et discutés dans cette partie. Cette approche de modélisation appliquée à l'actuel, avait pour but de comprendre pourquoi les sédiments modernes prélevés ne semblaient pas refléter les distributions du registre sédimentaire ancien, actuellement à l'affleurement (voir discussion en chapitre 5). Différentes hypothèses, en lien avec l'excavation de l'Èbre, ont donc été modélisées et discutées dans cette partie. Ces travaux constituent également une très bonne opportunité de développer de nouveaux outils numériques pour modéliser l'évolution du paysage et du transport de particules que reflètent ici les grains datés.

3.3.1. Principe générale de la modélisation

CIDRE est un logiciel de modélisation de l'évolution du paysage intégrant l'érosion, le dépôt et les flux sédimentaires (Carretier et al., 2009; Carretier & Lucazeau, 2005). Couplé à un modèle de dispersion de clastes, il permet de retracer l'évolution du contenu sédimentaire au cours du temps en utilisant un traceur de provenance donné (Carretier et al., 2016). La surface du modèle est constituée par une grille divisée en plusieurs cellules ou maille de taille déterminée (ici 1 km). Dans chacune des cellules, l'algorithme calcule la probabilité que possède une particule (ici un zircon) à être érodée, déposée ou transportée. Dans chacune des cellules, le flux sortant représente la quantité de sédiments érodés ou détachés de cette cellule, ainsi que la quantité de sédiments érodés en amont qui ne se sont pas déposés dans la cellule.

La dimension des cellules utilisée est de 1km². Les polygones de la carte géologique du bassin de l'Èbre (Carte disponible via <http://mapas.igme.es/gis>) pour lesquels des données ZFT existaient, ont été « fertilisés » avec des zircons dont les âges de populations ZFT et leurs proportions associées étaient connus.

3.3.2. Hypothèses et résultats

a Une influence Pyrénéenne ?

D'après le modèle de Garcia-Castellanos & Larrasoana (2015), les sédiments oligo-miocènes ont pu masquer une partie du socle paléozoïque et une partie des sédiments tertiaires des bassins sud pyrénéens (Figure 888). Ces niveaux étant relativement riches en zircons triasiques et plus anciens (chapitre 5), ont pu être plus largement exposés à la suite de l'excavation de l'Èbre, et noyer la signature jurassique apportée par les sédiments oligo-miocènes (Juez-Larré & Andriessen, 2006; Whitchurch et al., 2011).

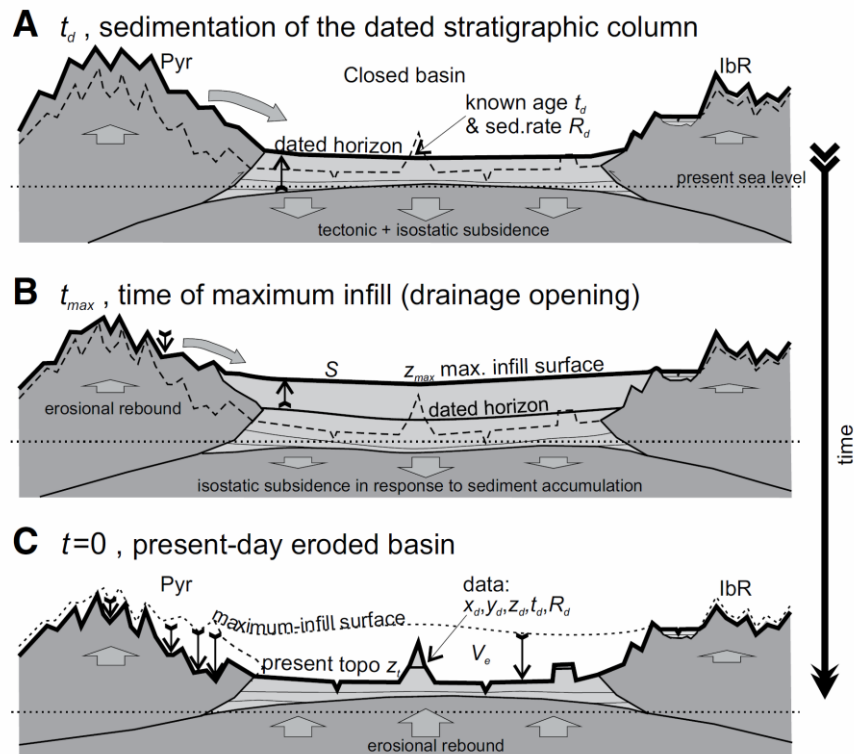


Figure 8828 : Illustration des différentes étapes modélisées d'après Garcia-Castellanos & Larrasoña, (2015). Soit A) le remplissage du bassin avant le début de la phase endoréique, B) le remplissage du bassin pendant la phase endoréique, où l'on peut potentiellement recycler les sédiments syn-rift mésozoïques et cannibaliser les dépôts tertiaires déjà déposés, et C) la situation actuelle où les bordures et leurs fronts de chevauchement des chaînes sont à nouveau soumis à l'érosion.

Le premier modèle effectué est un modèle de référence (Figure 899 et Figure 9030). Il consiste à tester si les distributions observées dans le bassin de l'Èbre suffisent à expliquer les distributions obtenues dans les sédiments actuels. Ce modèle considère, non seulement les échantillons datés en ZFT de cette étude, mais il intègre également les données issues de l'étude de Whitchurch et al. (2011) et les données in-situ disponibles dans la chaîne pyrénéenne et la chaîne ibérique (Del Río et al. 2009; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Sinclair, 2005; Vacherat et al., 2016) (Figure 9030). Les résultats de cette modélisation montrent que les distributions modélisées en amont et en aval de l'Èbre sont différentes, et qu'un pic jurassique inférieur est largement représenté en désaccord avec le pic d'âge triasique observée actuellement dans le cours de l'Èbre (Figure 8929).

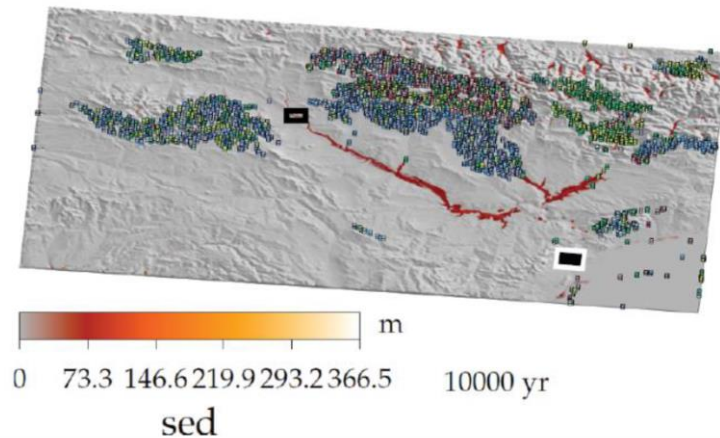


Figure 8929 Exemple de modélisation obtenus avec CIDRE après un temps d'équilibre du système de 10000 ans. Chaque point représente un zircon associé à un âge ZFT. Cette figure montre les résultats obtenus pour Alfaro et Delta d'après Saliba (2018).

Un second modèle (2-Figure 9030) a pu être établi en extrapolant les distributions observées par Whitchurch et al. (2011) à tous les sédiments oligocènes présents dans les bassins sud pyrénéens. S'il est possible d'observer une augmentation du nombre de grains à 230 Ma dans la distribution modélisée à l'embouchure, elle n'apparaît pas suffisante à Alfaro (Figure 9030). De plus, ce pic triasique obtenu en aval disparaît si l'on extrapole les distributions observées dans les couches oligocène-miocènes de cette étude (ici les distributions de SAL1 et CMR2) à tous les dépôts du même âge du bassin de l'Èbre (modèle 3-Figure 9030).

En augmentant la fertilité des couches des séries oligocènes des bassins sud pyrénéens, mais en gardant l'extrapolation de la distribution oligo-miocène des distributions obtenues dans cette étude à tout le bassin de l'Èbre (modèle 4-Figure 9030), un pic triasique est à nouveau visible dans la distribution modélisée au delta de l'Èbre, mais absent en amont du fleuve à Alfaro.

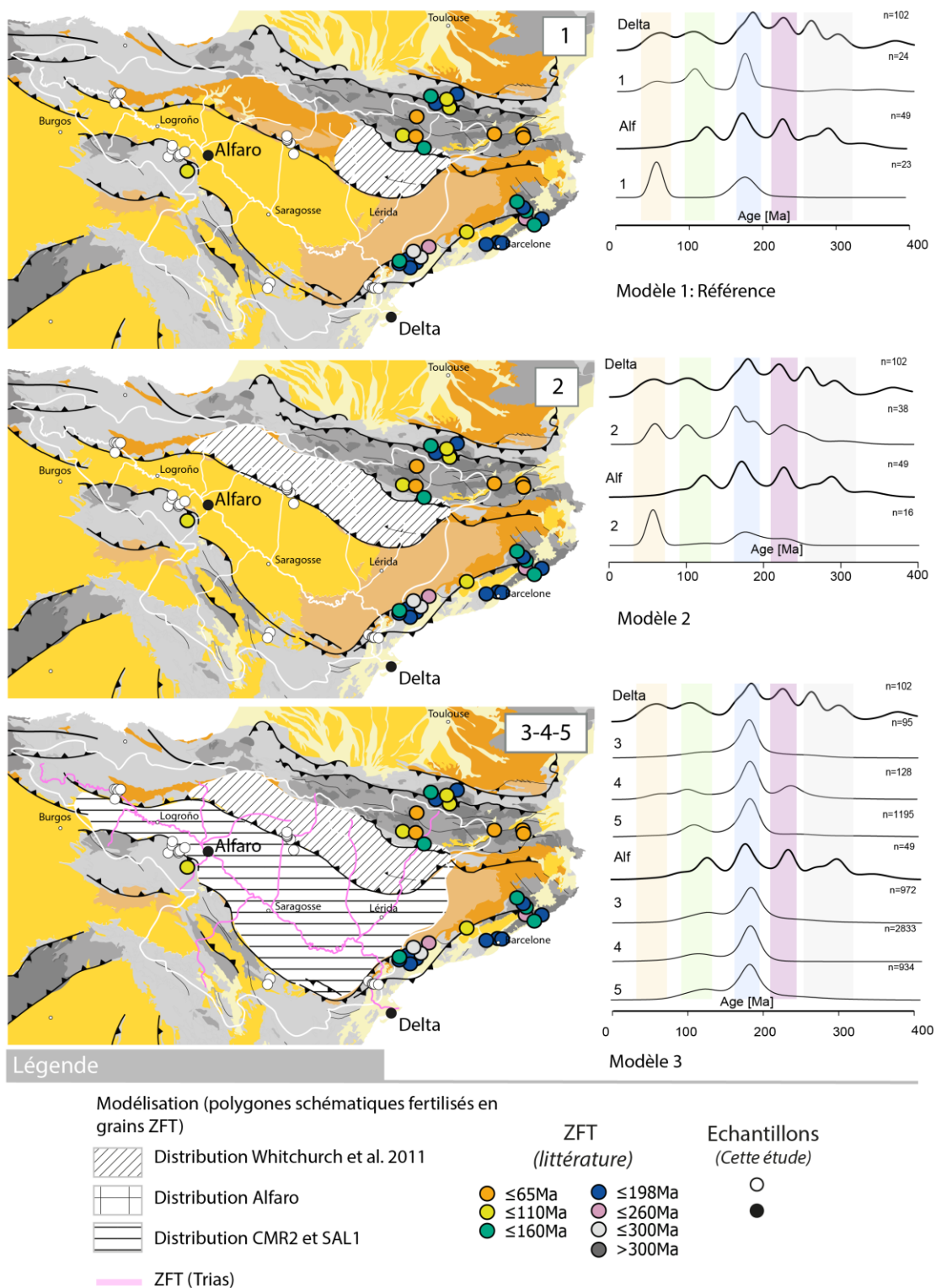


Figure 9030 Diagramme de densité utilisant la méthode des noyaux (KDE) des distributions modélisées dans CIDRE. Les distributions (après un temps d'équilibrage du système de 10000 ans) des modèles 1 à 5 sont présentées ainsi que leurs principales hypothèses associées. Elles sont comparées aux distributions observées et décrite dans le chapitre 5 à Alfaro et à l'embouchure du fleuve de l'Ebre.

b Une signature triasique stockée dans les sédiments récents ?

L'autre hypothèse proposée est le stockage de cette signature d'âges ZFT triasique (i) dans le lit de rivière de l'Èbre (modèle 3 et 6) ou (ii) dans les sédiments miocènes présent au centre du bassin de l'Èbre (modèle 7, 8 et 9).

L'hypothèse concernant le stockage des sédiments triasiques dans les couches localisées à proximité de la rivière est testée dès le modèle 3. Dans ce modèle les paramètres ne changent pas par rapport au modèle 1 et aucun pic triasique n'est visible dans les modélisations en amont et aval de l'Èbre. Les conséquences sont identiques lorsque l'on augmente le taux de précipitation de façon drastique à 2 m/an (modèle 5). En revanche, l'augmentation de l'érosion latérale du lit de rivière permet la modélisation d'une population triasique dans les sédiments modernes à Alfaro (modèle 6) et au niveau du delta de l'Èbre, où la population triasique reste néanmoins mineure.

La dernière hypothèse consiste à tester si les sédiments miocènes, exposés au centre du bassin, mais pour lesquels nous possédons peu de données, aient pu influencer la distribution des âges ZFT observés dans l'Èbre actuelle. Ce septième modèle, considéré comme extrême, consiste à attribuer les distributions obtenues dans cette étude (chapitre 5 ; distributions ZFT de SAL1 et CMR2) à l'ensemble des sédiments éo-oligocènes (comme le modèle 3- Figure 911). En revanche, les couches miocènes sous-échantillonnées dans cette étude (surtout au centre du bassin de l'Èbre) ont été fertilisées en respectant la distribution obtenue à Alfaro. Assez logiquement, la distribution modélisée à Alfaro, où le Miocène est largement exposé à proximité, est similaire à la distribution observée. De façon surprenante, l'apparition de zircon triasique en amont ne se répercute pas dans la distribution modélisée pour le delta qui est significativement différentes de celle observée, et ce, même en augmentant la fertilité du Miocène (modèle 8). Le pic triasique devient en revanche dominant si les séries éo-oligocènes, largement exposés à l'est du bassin de l'Èbre, ne sont pas prises en compte dans le modèle (modèle 9). En effet, il est peu probable que ces sédiments, non échantillonnés dans notre étude, possèdent la même distribution d'âges ZFT que CMR2 qui a été pris comme références. Cette modélisation démontre ainsi l'influence de cette source intra-basinal sur le signal ZFT enregistré au delta de l'Èbre.

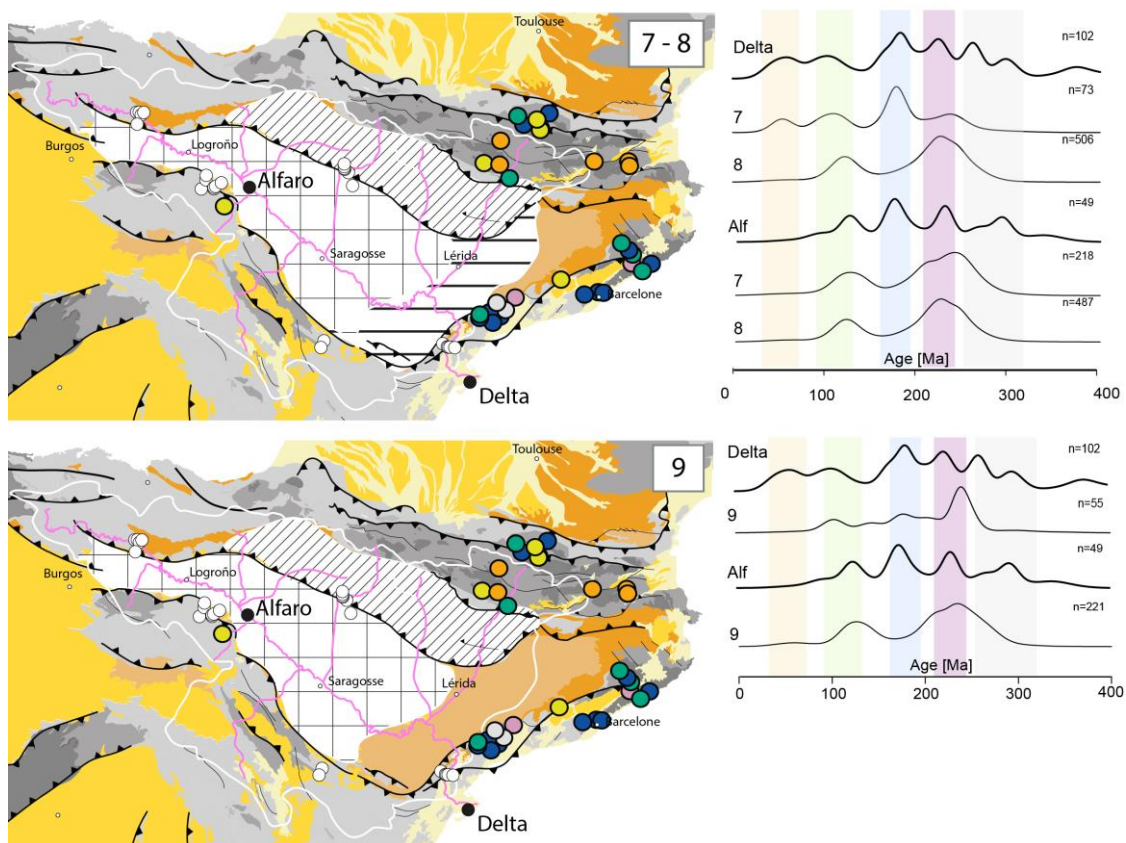


Figure 9131 Diagramme de densité utilisant Les estimations par noyaux (KDE) des distributions modélisées dans CIDRE. Les distributions (après un temps d'équilibre du système de 10000 ans) des modèles 7 à 9 sont présentées ainsi que leurs principales hypothèses associées. Elles sont comparées aux distributions observées et décrites dans le chapitre 5 à Alfaro et à l'embouchure du fleuve de l'Ebre (vois figure 130 pour la légende).

3.3.3. Analyses statistiques des distributions modélisées vs observées

Les différentes distributions modélisées en amont et à l'embouchure du fleuve de l'Ebre peuvent être comparées avec les distributions observées dans cette étude (chapitre 4 et 5) grâce à une étude MDS. Des diagrammes de distribution utilisant la méthode de l'estimation des noyaux (KDE) est utilisée ici pour simplifier les comparaisons (Binomfit requière les Ni et Ns). De plus, la décomposition du signal en population ne pouvait être réalisée car les âges des grains modélisés dans CIDRE ne possèdent pas d'erreur rendent impossible la comparaison entre distribution modélisée et observée.

Au delta, seul le modèle 2 révèlent une p-value de plus de 5% (Figure 9232). Cette hypothèse montre que les bassins sud pyrénéens peuvent largement contribuer à la signature ZFT triasique dans le delta (Figure 922) en absence de signature ZFT jurassique dans les sédiments miocènes. Cette hypothèse ne peut en revanche pas s'appliquer pour Alfaro, où ces bassins sont encore très peu drainés en amont de ce point. Le modèle 2 ne montre d'ailleurs pas de résultats satisfaisant pour Alfaro.

Pour Alfaro les meilleurs modèles semblent être les modèles 7 et 9. En effet la comparaison des distributions suite à ces modélisations avec la distribution observée à Alfaro révèle

des p-values de 15% et 14% (Figure 933). Les deux distributions possèdent donc une probabilité de 14% d'être similaire. Néanmoins ces deux modèles reposent sur l'hypothèse que les sédiments Miocènes est la même que celle observé à Alfaro ce qui est peu réaliste.

La distribution modélisée du modèle 6 ne passe le k-s test ni avec les distributions observées à Alfaro ni avec celle faite au delta. Cependant c'est la seule hypothèse qui permet l'apparition d'un pic trias à la fois en amont et en aval du cours d'eau. Le MDS montre d'ailleurs que dans les deux cas le modèle est groupé avec les distributions observées.

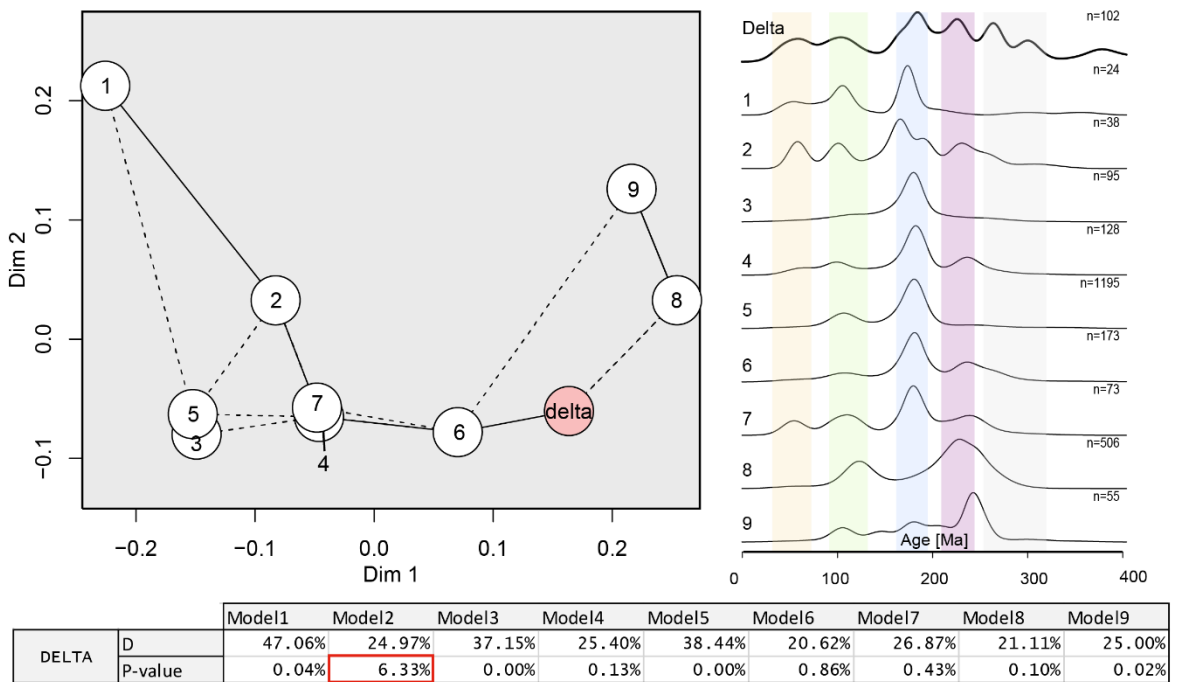


Figure 9232 : Comparaison statistique des distributions observées à l'actuel avec les distributions modélisées dans le delta de l'Èbre. A) diagramme MDS B) diagramme de densité utilisant la méthode des estimations par noyaux prenant en comptes des « bandwidth » de 10 Ma (KDE) ; C) Tableau des valeurs des différentes p-values et D obtenus avec le test du k-s. Seule la distribution modélisée avec l'hypothèse 2 est peut-être statistiquement similaire aux distributions observées même si visuellement les modèles 6, 7 et 8 s'en rapprochent. Le diagramme MDS est réalisé avec le package R provenance.

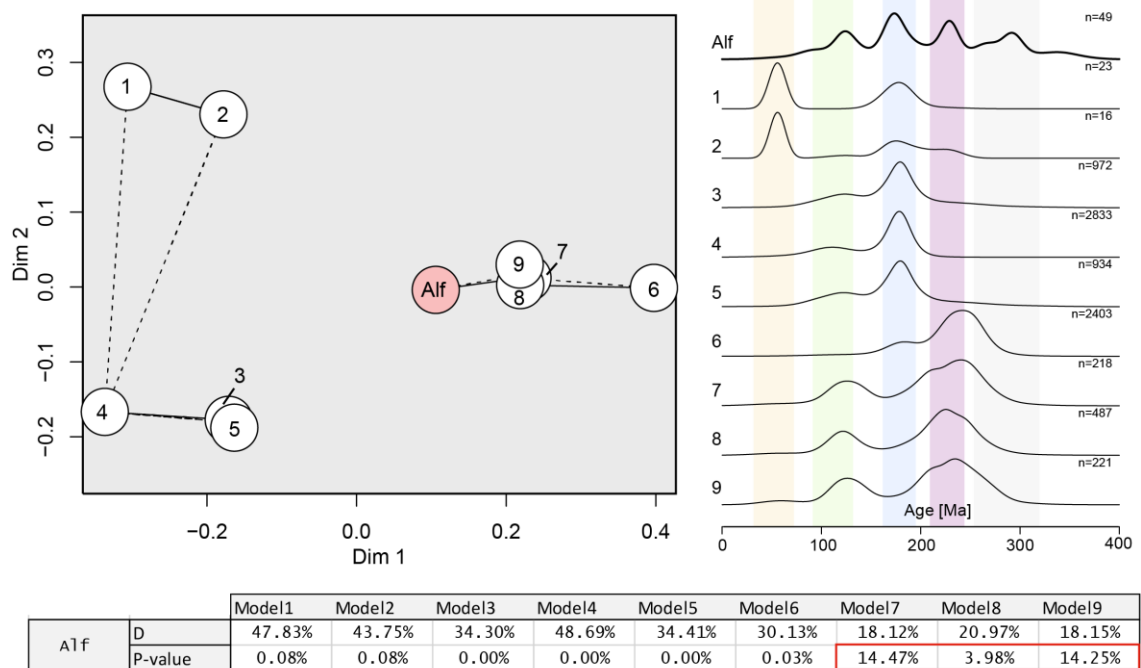


Figure 9333 Comparaison statistique des distributions observées à l'actuel avec les distributions modélisées à Alfaro. A) diagramme MDS B) diagramme de densité utilisant la méthode des estimations par noyaux prenant en comptes des « bandwidth » de 10 Ma (KDE) ; C) Tableau des valeurs des différentes p-values et D obtenus avec le test du k-s. Le diagramme MDS est réalisé avec le package R provenance.

3.3.4. Impact sur la signification de la représentativité du signal détritique ZFT

L'analyse statistique des Figures 132 et 133 montrant les diverses hypothèses testées avec la modélisation CIDRE ne permettent pas de reproduire avec suffisamment de détail les distributions observées dans cette étude et plusieurs questions subsistent vis-à-vis de la représentativité des sources et des processus mis en jeu. Ces modélisations apportent néanmoins quelques éclaircissements.

Si les dépôts d'âge oligo-miocène recouvraient une bonne partie des bassins sud pyrénéens, leurs érosions entre 10 et 5 Ma a pu entraîner l'exposition des sédiments sous-jacent des bassins de Tresp d'Ainsa et de Jaca ainsi que d'une plus grande surface du socle paléozoïque. Cependant, cette hypothèse seule ne tient pas et doit être couplée à une plus grande participation des Pyrénées dans le signal en sorti que les sédiments du bassin de l'Èbre (par exemple une fertilité doublée). De plus, elle ne suffit pas à elle seule à expliquer la population en amont de l'Èbre où peu de données sont disponibles dans les massifs avoisinants.

Les résultats des modèles montrent qu'il est important de mieux connaître la composition des couches constituant les bordures que traverse le fleuve, en particulier les dépôts du Miocène en amont et ceux de l'Oligocène en aval. Les modèles montrent que la distribution détritique dans le cours de l'Èbre moderne est très largement influencée par le drainage interne du bassin et plus particulièrement par les dépôts du centre du bassin et non par l'ensemble du bassin versant. Le modèle 9 démontre par exemple, que la nature de la

distribution ZFT dans les sédiments oligocènes présents à l'est du bassin de l'Èbre et pour lesquelles nous possédons peu d'indices, est déterminante dans le signal présent dans le Delta. De même pour les séries miocènes du centre du bassin de l'Èbre. Ce résultat est cohérent avec les résultats du modèle 6 car ce sont ces couches qui constituent le lit du fleuve Èbre.

Les dépôts éo-oligocènes affleurant dans la partie orientale du bassin de l'Èbre contiennent potentiellement une proportion d'âge ZFT triasique ou plus ancien, car ces dépôts sont issus de l'érosion de la chaîne catalane et de l'ouest de la ZA, qui contiennent d'avantage ces populations d'âge ZFT (Juez-Larré & Andriessen, 2006). De plus, il est possible que ces dépôts éo-oligocènes soient issus de l'érosion de la couverture de la chaîne qui a peut-être moins subi de recuit durant le Jurassique ou l'Albien et a donc préservé les signatures thermochronologiques d'événements anciens contrairement au socle paléozoïque.

Les données de Whitchurch et al. (2011) réalisées dans certaines séries du Trias de la zone de Noguères montrent des âges ZFT également triasiques, qui sont elles-mêmes retrouvées associées avec des âges jurassiques inférieurs dans les séries du Tertiaire, tend à confirmer cette hypothèse. Pour le Miocène du centre du bassin de l'Èbre, il est difficile d'envisager que la signature soit différente de celle observée sur les bordures dans les sédiments oligo-miocènes, étant donné que le bassin de l'Èbre draine et érode probablement ces mêmes sédiments lors de sa phase endoréique (cannibalisme). Les sédiments Miocène du centre du bassin devrait donc afficher une population jurassique forte (Muñoz-Jiménez & Casas-Sainz, 1997).

La base de données devrait être complétée par l'acquisition de nouvelles données ZFT dans les massifs de l'ouest du bassin de l'Èbre et dans les sédiments présents dans le centre du bassin. Les modèles pourraient être améliorés revoyant à la baisse les taux de précipitation du bassin, étant donnée les conditions semi-arides actuelles de la zone qui affiche 500mm/an. Des précipitations moyennes annuelles peuvent atteindre 1000mm/an dans l'ouest de la chaîne ibérique et 1300mm/an dans la chaîne Basco-Cantabre et dans les Pyrénées (Huyghe et al., 2018). Il existe d'ailleurs un contraste très fort entre la zone méditerranéenne présente au sud-ouest du bassin de l'Èbre et la zone ouest - nord-ouest où les précipitations augmentent de façon drastique (Huyghe et al., 2018; Vacherat et al., 2018). Finalement, il apparaît important de prendre en compte la totalité de la distribution ZFT et pas uniquement les populations. En effet, il apparaît que l'enregistrement d'une population triasique n'est pas seulement lié aux nombres de grains d'âge triasique, mais également à une plus grande proportion de grains permien et paléozoïques ainsi qu'à l'absence notable de grains datés du Crétacé Inférieur qui n'est pas pris en compte dans ces modélisations.

Conclusion Générale

L'étude combinée de plusieurs thermochronomètres s'est révélée efficace afin de contraindre les changements géodynamiques et sédimentaires majeurs affectant la plaque ibérique. La thermochronologie détritique basse température a permis de contraindre à la fois l'histoire tectono-thermique du massif de Cameros, mais également de tracer l'évolution au 1^{er} ordre du contenu détritique sur 100 millions d'années. Ces données reflètent l'histoire thermique du nord de l'Ibérie, en particulier durant la dislocation de la Pangée, rendue accessible grâce aux traces de fission sur zircon (ZFT). Combinées à des datations géochronologiques U-Pb sur zircon et à une étude pétrographique préliminaire, ces données ont permis de proposer une reconstruction de l'évolution de la paléogéographie de la plaque nord ibérique. Ces cartes, retraçant les transferts sédimentaires en jeu, fournissent une base et des clefs sur le rôle de la déformation intraplaque et plus particulièrement du système de rift ibérique dans l'accommodation du mouvement transtensif senestre entre le Jurassique Supérieur et l'Albien inférieur.

i) Empreinte thermique mésozoïque de la plaque nord ibérique

Le cycle alpin en Ibérie est marqué par différents événements thermiques que nous avons pu identifier dans les séries détritiques syn-rift, syn-collision et post-collision du bassin de Cameros et de l'Èbre, montrant la traçabilité thermochronologique d'un système orogénique non magmatique. Ces événements manifestent le rééquilibrage thermique tardif de la lithosphère face aux différents pulses d'extension enregistrés en Ibérie, suite à la dislocation de la Pangée du Permien au Crétacé Supérieur. Deux signatures majeures connectées à des épisodes de rifting sont enregistrées de manière significative dans les sédiments : une signature du Jurassique Inférieur régionale propre au système ibérique et une signature albo-coniacienne plus locale, mais directement associée au rifting pyrénéen. L'enregistrement de ces dernières a pu être facilité par la forte conductivité des évaporites du Keuper, à la base des bassins mésozoïques, et le dépôt d'une couverture carbonatée isolante, qui pourrait avoir un rôle majeur sur le maintien de telles anomalies thermiques.

Le moteur géodynamique qui permettrait de comprendre le lien entre l'exhumation du manteau pyrénéen dans le système de rift ibérique reste à décrire en détail, mais la concordance temporelle entre l'évènement albo-coniacien et sa persistance jusque 70 Ma suggèrent un couplage mécanique entre le nord de l'Ibérie et le système de rift pyrénéen. Le recuit partiel de certaines formations albo-cénomaniennes (Fm. Utrillas) semble appuyer l'hypothèse de circulation de fluides hydrothermaux à cette époque en relation avec les anomalies dans le manteau.

ii) Préservation du signal source thermochronologique et part du recyclage sédimentaire

Le recyclage des sédiments syn-rifts a pu être révélé grâce à l'empreinte thermique apportée par la seconde phase de rifting enregistrée en Ibérie dans les bassins mésozoïques de l'Albien au Coniacien. Cette empreinte révèle qu'une large partie des sédiments tertiaires du bassin de l'Èbre sont des sédiments syn-rift remobilisés qui ont transités par ces bassins. En revanche, cette empreinte ne semble pas avoir affectée les sédiments tertiaires des bassins sud pyrénéens qui enregistrent des âges de refroidissement ZFT plutôt anciens. Cela montre que la Zone Axiale, dont ces sédiments sont probablement issus, est peu affectée par le métamorphisme albo-coniacien et le rifting crétacé en général.

Malgré la perte de la signature source dite « primaire », le stockage intermédiaire des sédiments dans des bassins de rift, régi par différentes histoires thermiques, permet de cartographier des zones sources. Dans notre cas d'étude, la signature thermochronologique acquise dans ces bassins permet de différencier les sources localisées dans les Pyrénées (absence de grains crétacés et abondance de grains anté-triasiques) de celles localisées en Ibérie (présence de grains crétacés et absence de grains anté-triasiques).

Plus généralement, les trois méthodes utilisées dans cette étude (ZFT, U/Pb et pétrographique) révèlent qu'une part importante des apports sédimentaires est liée aux recyclages d'anciens sédiments détritiques à la fois pendant la période syn-rift, avec le recyclage sédimentaire des dépôts paléozoïques et antérieurs, ainsi que syn- à post -orogénique. Ce recyclage se caractérise notamment par des grès très mature et des signatures U/Pb très proches de celle des sédiments paléozoïques.

iii) Processus récents mis en jeu dans la préservation du signal

Les résultats ZFT obtenus dans les sédiments actuels de l'Èbre montrent que le contenu détritique du fleuve n'est potentiellement pas représentatif de l'ensemble de son bassin versant. La population jurassique ZFT, dominante jusqu'à lors, se retrouve diluée dans les distributions ZFT actuelles au profit de grains plus anciens, que ce soit en amont ou à l'exutoire de l'Èbre dans le delta. Il est possible que cet apport nouveau en âge ZFT anciens, provienne de la récente excavation du bassin de l'Èbre et plus particulièrement du flanc sud de la chaîne pyrénéenne. En effet, la mise à nue de série sédimentaire éo-oligocène des bassins sud pyrénéens, qui enregistrent des signatures ZFT plus anciennes a peut être fortement impliqué dans la dilution de la signature du Jurassique Inférieur observée dans les sédiments actuels. Cette érosion est cohérente avec les résultats des modélisations AHe effectuées, qui révèlent que au moins environ 1 km de sédiments ont été érodés durant les dernières 15 Ma dans les bassins sud pyrénéens.

Différentes hypothèses telles que l'érosion différentielle des massifs, la fertilité d'âge trace de fission sur zircon des différentes sources, l'érosion préférentielle du lit du fleuve de l'Èbre enrichi en zircons triasiques et le tri hydraulique ont été testées à l'aide du logiciel CIDRE permettant la modélisation des distributions détritiques. Celles-ci ont permis de compléter la base de données ZFT, en extrapolant les données issues de cette étude (ou celles disponibles dans la littérature), à des couches géologiques continues de mêmes âges stratigraphiques, et dont les sources envisagées sont identiques. Le principal résultat issu de ces modélisations est que l'excavation récente de l'Èbre ainsi que l'augmentation de la surface des sources pyrénéennes, ne suffisent pas à expliquer les distributions observées dans le lit de rivière de l'Èbre. L'augmentation des précipitations ou de la fertilité des bassins sud pyrénéens ne permettent pas non plus de reproduire celle-ci. Alors que les signatures ZFT détritiques observées paraissent homogènes en amont et en aval de l'Èbre les modélisations montrent des distributions très différentes, et

fortement dépendantes du drainage interne du bassin. Elles montrent également une forte dépendance lorsque l'on augmente l'érosion préférentielle du lit du fleuve. En réponse à ces différentes modélisations, il apparaît primordial de vérifier ces hypothèses en échantillonnant les couches miocènes et plio-quadernaire du centre du bassin ainsi que les dépôts oligocènes de la partie orientale du bassin qui pourraient stocker des grains triasiques. Les modélisations pourraient être également améliorées par la prise en compte de la totalité de la distribution des âges ZFT afin de s'affranchir de biais supplémentaires liés au traitement statistique du signal que l'étude par pic de population implique (double traitement statistique des données en entrée et en sortie du modèle).

Table des figures

Figure 1 Carte du monde des provinces géologique disponible via le lien : https://earthquake.usgs.gov/data/crust/maps.php	4
Figure 2 Illustration des différentes étapes géodynamiques dans un cycle orogénique d'après Chenin, (2016) et reprise d'Allègre et Dars (2009).	4
Figure 3 Modèles de rifts en (A) cisaillement pur (symétrique) et (B) cisaillement simple (asymétrique) d'après Frisch et al., (2011) modifié de McKenzie, (1978) et Wernicke, (1985)	6
Figure 4 Exemple de marge passive ayant atteint l'océanisation. Cette figure représente la marge ouest ibérique et Terre-Neuve d'après Sutra et al. (2013). On peut noter la variabilité de l'architecture de la zone de necking entre les deux marges ibérique, seulement séparées par 100km l'une de l'autre.	7
Figure 5 Exemple schématique de marge ayant atteint différent stade de maturité (amincissement extrême de la lithosphère et exhumation du manteau sous continentale du bassin Basque-Cantabre vs rifting continentale du bassin de Parentis) et de son influence dans la déformation compressive subséquente d'après Tugend et al., (2014).....	7
Figure 6 Exemple de reprise en extension au cours du Miocène d'ancienne faille inverse ayant isolé des bassins piggy-back à l'Oligocène inférieur dans la chaîne catalane, d'après Roca et al., (1999). Les dépôts oligocènes sont en pointillés et les dépôts miocène-pléistocène sont en gris.	8
Figure 7 Schéma conceptuel du système de sédimentation depuis la source au dépôt final d'après Allen (2017). Le système sédimentaire est régi et perturbé par le climat et la tectonique. Différentes sections géomorphologiques peuvent être distinguées aux seins de ce système (e.g. bassin profond marin, plaine alluviale, cône alluviale).	10
Figure 8 Synthèse des différentes échelles de temps d'investigation et périodes de forçage associées d'après Roman et al. (2016).	10
Figure 9 Évolution morphologique de la plaine du delta de l'Èbre durant les derniers 500 ans d'après Palanques & Guillen (1998), basé sur Maldonado (1972) et Call et al. (1988).	11
Figure 10 Illustration des différents processus pouvant altérer le signal thermique d'après Filleaudeau, (2011) et Malusà & Fitzgerald, (2018). Le signal enregistré dans les dépôts préservés au temps t3 ne peut être interprété sans prendre en compte les transferts sédimentaires. Si le dépôt transitoire des grains de la source A n'est pas pris en compte, la vitesse d'exhumation de la source risque d'être sous-estimée. Le recuit partiel possible durant cette période de stockage intermédiaire ne permettra pas non plus de tracer la source A dans les dépôts conservés au temps t3.	15
Figure 11 Schéma illustrant l'évolution de l'enregistrement thermique du rifting à la formation d'une chaîne de montagne puis sa destruction.	17
Figure 12 : Localisation de la zone d'étude au sein de la chaîne Alpine-Himalayenne occidentale et des principaux marqueurs des différentes phases du cycle alpin enregistrée par l'Ibérie.	22
Figure 13 Tentative de reconstruction géodynamique de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma) d'après Matte, (2001).	24
Figure 14 Carte structurale schématique de la chaîne Hercynien ouest européenne avec en gris les principaux affleurements de socle hercynien. L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM	

: massif Armoricaïn, BM : massif de Bohème, FMC : massif Central, IM : massif Ibérique d'après Cochelin et al. (2016).	25
Figure 15 Modèle conceptuel de la Pangée à 270 Ma illustrant la déformation extensive diffuse enregistré à cette période d'après Gutierrez Alonso et al (2008) redessiné par Frizon de Lamotte et al. (2015).	26
Figure 16 Localisation de la déformation et apparition de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) et des systèmes de rifts principaux à la limite entre Trias et Jurassique (Frizon de Lamotte et al., 2015).	27
Figure 17 Ouverture de l'Atlantique central et création des bordures ouest et sud Ibérique d'après Leprêtre et al., (2018).	28
Figure 18 Tentative de restauration de la cinématique de la plaque ibérique à la fin du Jurassique d'après Nirrengarten et al. (2018). Alors que l'accrétion océanique est atteinte depuis le début du Jurassique, le rift entre l'Ibérie et Terre-Neuve est encore continental.	29
Figure 19 : Reconstructions cinématiques proposées pour le déplacement de la plaque ibérique du Crétacé Inférieur (anomalie MO ~118 Ma) à l'initiation de la convergence au cours du Crétacé Supérieur. a) d'après Olivet (1996), b) Sibuet (2004) et c) Jammes et al. (2009). Figure d'après Mouthereau et al., (2014) Description dans le texte.	30
Figure 20 : Tentative de restauration de la cinématique de la zone Ibérique et de la propagation de l'océan Atlantique vers le nord avant le début de la convergence durant le Santonien (~83 Ma) d'après Nirrengarten et al. (2018).	32
Figure 21 Reconstruction paléogéographique de l'ouest de la Méditerranée A) au Rupélien et B) au Miocène moyen d'après (Etheve et al., 2016) Alb = Domaine d'Alboran, Bal = Promoteur Baléare, Cal = Calabre, GK = Grande Kabylie, LK = Petite Kabylie, Pe = Domaine Péloritain	33
Figure 22 : Carte Géologique du nord de la plaque ibérique. GTMZ = Galicia Tras os montes zone, WALZ = West Asturian Leonese Zone, NPZ = North Pyrenean Zone, SPZ = South Pyrenean Zone, AZ = Axial Zone, CIZ = Central Iberian Zone. Carte basé sur la carte géologique digitalisée de la péninsule Ibérique au 1 :1 000 000 ^{ième} disponible sur le site de l'IGME (http://mapas.igme.es/Servicios/)	35
Figure 23 Coupes (a) et (b) de la chaîne ibérique d'après Seillé et al. (2015) d'après Guimerà et al. (2004) et Guimerà & Álvaro (1990), respectivement (localisation Figure 22). (c) Modèle de coupe nord-sud à l'échelle de la plaque ibérique prenant en compte un raccourcissement minimal de 25km pour le système centrale d'après Quintana et al., (2015) basé sur les coupes de Vicente et al., (2007); de Vicente & Vegas, (2009). Le raccourcissement total calculer pour la coupe (c) est de 292 km.	37
Figure 24 Coupe NO SE au travers de la chaîne catalane modifié de Gaspar-Escribano et al., (2004)	38
Figure 25 Carte des Pyrénées et localisation des coupes géologiques de la zone sud pyrénéenne. A) Coupe de la partie est du bassin de Jaca d'après (Labaume, Meresse, Jolivet, Teixell, et al., 2016) B) Coupe de la zone sud pyrénéenne le long du profil ECORS (Filleaudeau, 2011) d'après Muñoz, (1992)	40
Figure 26 A) Model Vs et B) interprétation géologique d'après le transect tomographique Pyrope ouest (Wang et al., 2016).	41
Figure 27 Variations des quantités de raccourcissement obtenues dans les Pyrénées sur les coupes de Teixell (1998), Martinez-Peña et Casas-Sainz (2003), Muñoz (1992) et Beaumont et al. (2000) sur le profil ECORS, cette étude et Vergés et al. (1995, 2002a), respectivement de la plus occidentale à la plus orientale et leur position dans les Pyrénées. La droite en tirets qui relie la valeur du raccourcissement la plus à l'ouest à celle le plus à l'est montre la tendance générale de la décroissance du raccourcissement avec une pente de 0,212.	42
Figure 28 Synthèse des âges de refroidissement in-situ et des âges du métamorphisme et du magmatique enregistré dans les Pyrénées d'après Mouthereau et al (2014). No: Nogueres, Mda: Maladeta, Mna: Marimaña, Rt: Riberot, 3S: Trois-Seigneurs, Az: Arize. Les contraintes pour les âges sont tiré de (1) Fitzgerald et al. [1999] (2) Morris et al. [1998], (3) Sinclair et al. [2005], (4) Jolivet et al. [2007], (5) Gibson et al. [2007], and (6) Yelland [1991] et d'une compilation de Whitchurch et al. [2011].	43
Figure 29 Carte de la localisation et calendrier de la mise en place des différents bassins de rift du Jurassique Supérieur au Crétacé Supérieur dans le nord-est de la plaque ibérique basé d'après Tugend et al., (2015).	

Ast : Asturie, BC : Basque-Cantabre Cmr : Cameros, M : Maestrat, SI : sud Ibérique, C : Columbret, PB : Pré-Bétique, P : Parentis, MA :Mauléon-Arzac, A : Aulus, BAS : Boucheville-Agly-St Paul et O : Organya	45
Figure 30 Mise en relation d'une section sismique interprétée du bassin de Columbret (a) d'après Ethèves, (2016) comparé au bassin de Cameros (coupe restaurée avant compression pyrénéenne) d'après Casas-Sainz et Gil-Imaz (1997). Figure d'après Ethève et al. (2016).....	46
Figure 31 Modèle synthétique tectono-sédimentaires du rift d'Arzac-Mauléon d'après (Masini et al., 2014). Etape 1 Développement du premier dépo-centre suite à la formation d'un premier détachement. Etape 2 : migration du dépo-centres vers le sud et création d'un nouveau détachement dans la partie distale de la marge permettant l'exhumation du manteau. La partie proximal active durant l'Aptien-Albien enregistre une phase de subsidence passive. Etape 3 Subsidence thermique du bassin.	47
Figure 32 Synthèse des âges du métamorphisme et du magmatisme crétacé dans les Pyrénées. Basé sur les données de 1 : Montigny et al. (1986) - 2 : Golberg et Maluski (1988) - 3, 4, 4' : Albarède et Michard-Vitrac (1978) - 5 : Thiebaut et al. (1988) - 6 : Hervouet et al. (1987) - 7 : Golberg et al. (1986) - 8 : Nicolas (1998) - 9 : Boutin & al. (2015), Schärer et al. (1999) [112-97 Ma] - 10 : Boulvais et al. (2007) -11 : Poujol et al. (2010) - 11' : Fallourd et al. (2014) - 12 : Poujol & Clerc (non-publié) - 13, 14, 15, 16 : Monier & Clerc (non-publié) - 17 : Castañares et al. (1997) ; Castañares et al. (2001) - 18 : López-Horgue et al. (1999) - 19 : López-Horgue et al. (2009) – 20 : Henry et al. (1998) - synthèse reprise et complétée d'après (Débroas, 2003 ; Débroas et Azambre, 2012 ; Clerc, 2012 ; Fallourd et al., 2014 ; Boutin et al., 2016). Modifiée de Clerc et al., (2012) et mise à jour avec Fallourd et al., (2014) et Boutin et al. (2016).	49
Figure 33 Carte de synthèse des différents évènements magmatiques mésozoïques et des évènements hydrothermaux daté du Jurassique Inférieur répertoriés sur la plaque nord Ibérique (Azambre et al 1992 ; Béziat et al. 1991 ; Ubide et al. 2014 ; Solé et al. 2003 ; Boutin et al. 2015 ; Sanchez et al 2010 ; Galindo et al. 1994 ; Casquet et al. 1991), (basé sur Geologia de Espana).....	50
Figure 34 a) Carte structurale simplifiée du bassin de l'Èbre montrant sa position entre les Pyrénées, la chaîne ibérique et la Cordillère Côtière Catalane et de deux coupes traversant le bassin d'après Filleaudeau, 2011 (basé sur Geologia de España, 2004). Les traits noirs matérialisent les chevauchements visibles dans le bassin de l'Èbre. Les tirets représentent les axes des anticlinaux (Vergés, 1993). b) Coupes géologiques simplifiées à travers le bassin de l'Èbre montrant un approfondissement vers le nord et une tendance à l'onlap vers le sud. Noter la déformation compressive accommodée par les évaporites éocènes.	51
Figure 35 Écorché du bassin de l'Èbre sous les dépôts Cénozoïque montrant l'héritage tectonique et structural mésozoïque d'après Filleaudeau (2011).....	52
Figure 36 Répartition des unités tectono-stratigraphiques du socle Hercynien Ibérique déformé par la syntaxe Cantabre et Centrale Ibérique d'après Shaw et al (2012).	53
Figure 37 : Log synthétiques des enregistrements sédimentaires des bassins de Cameros, de Maestrat et de la zone de Enlaces au sud de la chaîne catalane.	54
Figure 38 Profil de subsidence des bassins du système de rift ibérique au cours du mésozoïque présentant les deux cycles de rifting décrit par Salas et al. (2001). Chacun montre une période de subsidence tectonique et thermique. Une forte variabilité de l'évolution de la subsidence peut être observée au sein de la 2 nd période de rifting actif. Ces profils montrent en effet deux périodes de forte subsidence entre l'Oxfordien et Barrémien inférieur et entre l'Aptien inférieur et l'Albien inférieur entre lesquelles s'intercalent une période de quiescence entre le Barrémien et l'Aptien.	55
Figure 39 Carte des zones de subsidence du Permien Supérieur au Trias Inférieur et du Trias Supérieur au Jurassique Inférieur. A= Aliaga, Ag= Agreda, Ar=Aranca de Duero, C=Calanda, Ca=Calatayud, D=Daroca, La=La Almunia de Dona Godina, M=Mora de Rubielos, M=Medinaceli, Mo=Molina de Aragon, Mor=Morella, P=Priego, Po=Portalrubio, R=Requena, T=Tortosa, V=Vinaroz. (Capote et al., 2002, basé sur : Capote, 1978 ; Platte, 1990 ; San Roman et Aurell, 1992 ; Arche et Lopez-Gomez, 1996, 1999).	56
Figure 40 Carte paléogéographique de la plaque ibérique au Trias supérieur d'après Ortí et al. (2017).....	57
Figure 41 Cartes paléogéographiques du NE de l'Ibérie au Jurassique : a) au Pleinsbachien – Toarcien, b) au Bajocien inférieur – Bathonien supérieur, c) Callovien inférieur et d) à l'Oxfordien moyen et supérieur d'après (Aurell et al., 2003a)	58

Figure 42 Panorama illustrant le contact entre les sédiments carbonatés ante-rift et les sédiments syn-rift détritiques dans le nord du bassin de Cameros.	60
Figure 43 Photos du faciès Purbeckien syn-rift (Oxfordien-Kimmeridgien) localisés à proximité du front nord de Cameros. 1 – (A) vue générale et vue détaillée du grès à passés conglomératiques à micro-conglomératiques. Les grains de quartz de cet affleurement sont anguleux tandis que certains galets carbonatés présentent des géométries très arrondies. B) Passés conglomératiques contenant des galets centimétriques de grès et des quartz anguleux indiquant un environnement de dépôts plutôt proximale associés à des surfaces érosives.	61
Figure 44 Photo d’affleurement Aptien-Albien (à gauche) formation Olivan correspondant à un environnement de plaine alluvial du bassin de Cameros (équivalent de la formation Escucha) et (à droite) Dépôts ligneux associés à des grès Aliens de la formation Utrillas situé sous le front chevauchant de Cameros.	62
Figure 45 Photos d’un affleurement de la formation Utrillas (Albien) à proximité de Segura de los banos au nord-est du bassin de Maestrat.	63
Figure 46 Reconstruction paléogéographique et des zones sources des sédiments déposées dans le domaine Pyrénéen au cours de l’Albo Cénomaniens d’après Vacherat et al. (2017).	65
Figure 47 Reconstruction Paléogéographique du domaine pyrénéen au cours du Crétacé Supérieur (70 Ma) d’après Vacherat et al., (2017). Cv: Cinco-Villas massif, La: Labourd massif, So: Sougraigne-Soulatgé Basin.	66
Figure 48 Panneau de corrélation des unités tectonosédimentaires paléogènes du bassin de l’Èbre modifié par Filleaudeau, 2011 d’après Vera, 2004	67
Figure 49 Modèle de transfert sédimentaire au sud des Pyrénées pendant l’Éocène d’après Whitchurch et al. (2011)	68
Figure 50 Cartes a) des unités tectonosédimentaires du bassin de l’Èbre et reconstitutions paléoenvironnementales au b) Bartonien, c) Priabonien, d) Rupélien et e) Chattien D’après Filleaudeau (2011), basé sur Alonso-Zarza et al. (2002) ; Vera (2004).	69
Figure 51 Illustration du contact entre les conglomérats Oligocènes et le Crétacé Supérieur à proximité de la localité de Pobra de Ségur.	70
Figure 52 Modèle de transfert sédimentaire transverse au sud des Pyrénées de l’Éocène supérieur au Miocène d’après Whitchurch et al. (2011).	71
Figure 53 Panorama du front de chevauchement nord du massif de Cameros. Les sédiments datés du Miocènes supérieurs scellent la déformation.	72
Figure 54 Figure de synthèse présentant les trois principales unités en jeu dans les transferts sédimentaires de la plaque ibérique. Les flèches indiquent les directions des transferts durant la seconde phase de rifting vers les bassins mésozoïques.	73
Figure 55 Température de fermeture (Tc) en fonction du taux de refroidissement pour les thermochronomètres de l’Helium (He) de trace de fission (FT) et de l’Argon, D’après (Reiners & Brandon, 2006)	76
Figure 56 Déformation du réseau cristallin suite à la fission d’un élément radioactif en deux noyaux radiogéniques fils d’après (Fleischer et al., 1975).	77
Figure 57 a) Traces spontanées dans un minéral de zircon (Ns) b) Traces induites (Ni) dans le détecteur d’après (Gröger et al., 2013).	79
Figure 58 a) Schémas représentant les différents types de traces. b) Traces de fission révélées après attaque acide dans un minéral d’apatite d’après Gallagher et al., 1998 et Gleadow et al. 1989a. La plupart des traces sont des traces spontanées interceptant la surface du minéral qui est utilisé pour déterminer l’Age de refroidissement. Les flèches indiquent les traces confinées.	81
Figure 59 Exemple d’histoire thermique et de la distribution des longueurs de traces à partir de simulation réalisée sur des apatites de Durango d’après (Gallagher et al., 1998) (a) Pour un taux de réchauffement constant et faible (10°C/10 Ma) la répartition des longueurs est unimodale et les longueurs mesurent en moyenne 10 µm (b) Pour un taux de refroidissement lent on observe une distribution dissymétrique des longueurs (c) pour des taux de refroidissement rapide (10°C/1 Ma) les longueurs obtenues mesurent 16 µm, elles n’ont donc quasiment pas subi de cicatrisation (d) Pour une histoire « plus complexe » on	

obtient une distribution bimodale des longueurs des traces dont les populations sont centrés sur 10 μm et 15 μm .	82
Figure 60 photos illustrant la relation entre taille du Dpar et teneur en Cl d'après (Donelick, 2005b)	84
Figure 61 Graphique réalisé à partir des points obtenus lors des expériences de recuit des traces de fission sur zircon. Ces points ont ensuite été extrapolés pour des temps géologiques, d'après Tagami et al. (2005). Comme pour les AFT, trois domaines de températures ont pu être défini : une zone de stabilité des traces « total stability zone » (TSZ), la zone de cicatrisation partielle des traces « partial annealing zone » (PAZ) et la zone de cicatrisation totale « total annealing zone » (TAZ). Ce modèle a pu être testé grâce à l'obtention de quatre résultats obtenus sur des échantillons provenant de forages (Hasebe et al., 2003; T. Tagami et al., 1998). La localisation de la zone partielle de cicatrisation reste cependant approximative car elle est basée sur des données K/Ar sur biotite utiliser pour retracer l'histoire de refroidissement de ces échantillons et que les températures de fermetures de ce système sont encore discutées car la biotite peut être héritée (Lee 1994 ; Lo et al. 2000).	85
Figure 62 Zone partielle de cicatrisation en fonction du temps que passe le thermochronomètre dans la zone partielle de cicatrisation et en fonction des propriétés du cristal, d'après Reiner et Brandon (2006). La zone de cicatrisation est abaissée si celui-ci présente des dommages liés à la désintégration α .	86
Figure 63 . Schémas représentant le processus d'éjection des particules α et leurs émissions lorsque l'élément père est situé à moins de 20 μm de la bordure du cristal d'après Farley et al. (1996)	88
Figure 64 Évolution de la zone partielle de rétention de l' ^4He en fonction de la concentration en Uranium effectif eU pour une histoire thermique définie d'après Gautheron et al., 2009. Un grain riche en Uranium effectif nécessitera un apport d'énergie supplémentaire pour être remis à zéro. Des températures plus élevées sont donc invoquées pour que l'hélium diffuse à l'extérieur du cristal. A l'inverse un grain avec de faibles teneurs en uranium effectif sera moins rétentif.	89
Figure 65 Evolution des teneurs en uranium en fonction des âges traces de fission obtenus pour des temps d'attaque acide différents d'après Bernet et Garver.,2005 . Ce graphique montre que plus un zircon à un âge traces de fission vieux plus le temps d'attaque à l'acide est faible. Par conséquent, les populations de zircon riche en uranium qui enregistre un âge trace de fission vieux, ne peuvent pas être compté ce qui engendre un biais analytique dans le cortège des populations. Une observation similaire est possible pour les zircons jeunes avec de faible teneur en uranium qui ne peuvent être pris en compte, car les traces sont sous attaqués voire inexistante.	91
Figure 66 Représentation schématique d'une étude lag time avec t_c l'âge enregistré par le grain à la fermeture du thermochronomètre utilisé (ici les traces de fission sur zircon) et t_d l'âge de dépôts du grain (d'après Bernet et Garver., 2005). Le transport est considéré comme négligeable. Sur le diagramme de gauche représentant un exemple d'évolution du lag-time au cours du temps on peut voir une accélération du lag time et donc de l'érosion à partir de 10 Ma.	92
Figure 67 Représentation graphique de l'histoire de la croissance d'un zircon dans un diagramme Concordia. Le diagramme a) montre un exemple de Concordia lors de la perte en plomb ou de mélange dû à la création d'une auréole de croissance à un temps t_2 , 1700 Ma après la cristallisation du zircon. Soit t_1 l'âge de cristallisation du zircon, t_2 l'âge de la croissance d'une auréole autour du noyau du zircon ou la perte en plomb du système, et t' les âges zircons discordants. Le diagramme b) représente l'évolution de ce système après 1200 Ma à la suite de cette perturbation à un temps t_3 . La droite discordia (violet) a maintenant une intersection supérieure qui représente la cristallisation initiale du zircon à t_1 et une intersection inférieure indiquant le temps qui s'est écoulé jusqu'à aujourd'hui après la perturbation. Figure d'après (Schoene, 2014).	94
Figure 68. Représentation des données détritiques de traces de fission sur zircon et leurs distributions. A) Histogramme et courbe des distributions des grains en fonction de leurs âges ZFT d'après Bernet et Garver 2005 B) Histogramme et décomposition du signal en pic de population «binomial best fit peaks » C) Courbe de densité représentant les distributions des âges des grains et les populations associées « binomial best fit peaks » D) Radial plot.	98

Figure 69 Exemple de courbe de densité cumulative d'âge de grain individuel pour plusieurs échantillons d'après (Bermudez et al., 2013)	99
Figure 70 Carte MDS des âges de distribution u6Pb sur zircon obtenus dans différentes rivières moderne et dune éolienne d'après (Allen, 2017) et modifié de Rittner et al. (2016).....	100
Figure 71 Classification des grains métamorphiques proposés par Winkler (1976) où les rangs 1 et 2 correspondent à un métamorphisme très faible (200-300°C), les rangs 3 et 4 à un métamorphisme faible (300-500°C) et le rang 5 à un métamorphisme moyen à élevé (500-700).	101
Figure 72 Exemple de claste trouvé dans cette étude A) métamorphisme de rang 1 (distinction d'un alignement des minéraux très légers) B) lithosclaste d'origine volcanique non métamorphisé, C) métapélite ne présentant pas d'alignement mais marqué par la présence de nombreuses sericitites classé comme métamorphisme de rang 1, D) Lithique sédimentaire détritique et E) claste métamorphique de rang 2 (alignement plus prononcé et présence de plaque de séricite)	102
Figure 1-73 North Iberia geological setting. a) Simplified geological map of North Iberia modified from the 1/10 ⁶ scale geological map of Spain available online info.igme.es , b) location of Late Jurassic-Early to Late Cretaceous rift basins and their respective ages after Tugend et al., (2015), c) deformation history of North Iberia modified after Tugend et al. (2015). Metamorphic domains are compiled after Clerc et al. (2015) and Salas et al. (1995). Ast, Asturian Basin; A, Aulus Basin; BC, Basque-Cantabrian Basin; BAS, Boucheville-Agly-St Paul Basin; Cmr, Cameros basin; C, Columbret Basin; M, Maestrat Basin ; MA, Mauleon Arzac; O, Organya Basin; P, Parentis Basin; PF, Pamplona Fault; PB, Pre-Betic basin; SF, Santander Fault; SI, South Iberian Basin; VF, Ventaniella Fault.	109
Figure 2-74 Geological map and stratigraphy of the Cameros basin modified from the 1:50.000 scale geological maps of Spain (Munilla map) included in the Magna50 series available for download at info.igme.es. a) Geological map of Cameros including sample and cross-section locations, b) synthetic lithostratigraphic successions of the Cameros basin compiled after (Mas et al., 2011; Salas et al., 2001) and the adjacent Ebro basin, c) North-south cross-section of Cameros basin with locations of low-temperature thermochronological samples and RSCM (Raman Spectrometry on Carbonaceous Materials) constraints	112
Figure 3-75 Field photographs of the Cameros basin (see Figure 74 for location). a) Northern thrust front of the Cameros basin modified from Mas et al., (2011). Stars represent the approximate position of the sample, b) Evidence for cleavages in the Urbion Group at the northern extremity of the Yanguas domain.	113
Figure 4-76 Existing low-temperature datasets and constraints on time-temperature evolution in northern Iberia. a) In-situ AFT age data from Yelland (1990) ; Morris et al. (1998) ; Fitzgerald et al. (1999) ; Juez et Andriessen (2005) ; Jolivet et al. (2007) ; Maurel et al. (2008) ; Rio et al. (2009) ; Grobe et al. (2011) ; Fillon et al. (2013) ; Herman et al. (2013) ; Botor & Anczkiewicz (2015) ; Bosch et al. (2016) ; Mouchéné (2016) ; Vacherat et al. (2016). In-situ ZFT age data from Maurel et al. (2007) and Sinclair et al. (2005) c) Western Iberia thermal history T-t path are modified from 1) Grobe et al. (2011), 2) and 3) Bruijne & Andriessen (2011) and 4) Botor & Anczkiewicz (2015).	116
Figure 5-77 Fission-track probability density plot with best-fit component populations. Grain age components were deconvoluted into best-fit populations using the Binomfit program of Brandon (see Ehlers et al. 2005). Stratigraphic age of each samples is shown by dashed black line, density curve by yellow and blue lines and component populations by black lines.	122
Figure 6-78 Thin section pictures of mineral assemblages showing mica and chlorite crystals growing together. a) b) & c) show chlorite (Chl), quartz (Qtz), Phengite (Phg) and calcite (Ca) in CMR1 sample in plane polarized light (PL), cross-polarized light (XPL) and reflected light (RL) respectively. Photographs in d) and e) represent chlorite, mica and quartz assemblage from finer fraction of CMR1 in plane polarized light and cross-polarized light. All the mica-chlorite couples obtained in this study originated from this finer fraction. Chlorite temperatures obtained from the different fractions are homogeneous and have similar distributions.	123
Figure 7-79 Thermo-barometry results. a) Temperature distributions after 1) Bourdelle et al. (2013), 2) Vidal et al. (2010) and 3) Lanari et al. (2014) thermometers. Black lines represent medians temperature for each	

thermometer, c) Chl-Phg-Qtz-H ₂ O equilibrium assemblage distribution after Dubacq et al. (2010)	
thermobarometer.	124
Figure 8-80 Thermal histories reconstructed for a selection of samples obtained using QtQt modelling approach (Gallagher, 2012). Comparison of expected vs model prediction and track-length distribution for sample CMR1, CMR3, CCT4 and CMR2 are presented.	125
Figure 9-81 Spatial reconstruction of isotherms during the Albian-Coniacian. a) Geological map of the Cameros basin with position of the maximum temperatures inferred from different proxies. Low-temperature thermochronology was used to estimate maximum or minimum temperature limits reached during the Albian-Coniacian thermal event. Dataset was completed with the reflectance vitrinite data from Omeodeo-Sale et al. (2016) and with thermochronological data of Rio et al. (2009). Temperature obtained from vitrinite are converted using the calibration of Barker and Pawlewicz (1994) for hydrothermal context (see also table S4). b) Restored cross-section and thermal structure during the metamorphic peak.	126
Figure 10-82 Zircon fission-tracks grain age cumulative distributions a) ZFT grain age according to grain number between the Ebro and Cameros basins. b) Cumulative probability plot for ZFT distribution for the Ebro and Cameros sediments. The differences between the distributions of the two basin was tested using the KS statistic.	128
Figure 11-83 Schematic reconstruction of the Cameros basin exhumation from Late Jurassic to present. a) Onset of extension. Salt mobility allows sliding of the pre-rift Jurassic carbonate rocks along the extensional ramp. b) Ongoing extension. Deposition of syn-rift sediments containing Early Jurassic fission tracks cooling ages, supplied from the Western Iberian uplift. c) End of extension and emplacement of mantle thermal anomaly. Note the full resetting of the CMR1 which loses its former pre-Albian cooling age signature. d) Onset of tectonic inversion. ZFT grains in CMR1 cools through the 300°C isotherm and records cooling at ~55 Ma. e) Main exhumation phase. AFT grains of the CMR1 sample cool below the 110°C isotherm recording a new cooling age at ~26 Ma. f) Ebro basin endorheic phase. CMR1 was not exposed at the surface during Early Miocene time. g) Current configuration of the Cameros basin.	130
Figure 12-84 Schematic sequential restoration between the Cameros basin (Iberian Range) and the Mauleon basin (western Pyrenees) from the Late Jurassic to the present-day Iberia position (see text for explanation). The plate kinematic model is from Nirrengarten et al. (2017). The cross-sections are striking perpendicular to the main strike-slip faults that accommodated the eastward motion of Iberia. We follow the 2D reconstruction of Casas-Sainz & Gil Imaz (1998) which is compatible with a transtensional evolution of the Cameros basin.	132
Figure 85 Carte géologique simplifiée de la zone nord-ibérique. Sur le long-terme le massif Ibérique peut être regardé comme une source primaire, les rifts mésozoïques (Jurassique Inférieur à Crétacé Supérieur) comme des zones de stockage intermédiaire et enfin le bassin d'avant pays de l'Èbre comme la zone de dépôt final.	142
Figure 86 Carte des affleurements du socle paléozoïque, des sédiments et métasédiments du Paléozoïque-Protérozoïque et du Mésozoïque dans le nord de l'Ibérie et des âges U-Pb sur zircon répertorié dans la littérature (Fernandez-Suarez et al., 1998; Lopez-Sanchez et al., 2015; Martínez et al., 2016; Talavera et al., 2013; Vacherat et al., 2017; Valverde-Vaquero et al., 2005 et références associées)	142
Figure 87 Age de cristallisation U-Pb sur zircon du magmatisme cambro-ordovicien dans la zone centrale ibérique (Formation de Ollo de Sapo) et dans la Zone Axiale pyrénéenne (ZA) d'après Lopez Sanchez et al. (2014). Figure réaliser à partir des données compilées (Montero et al. 2009; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Gutiérrez-Alonso et al. 2007; Ballèvre et al. 2012; Deloule et al. 2002).	144
Figure 88 : Diagramme de densité (méthode de l'estimation par noyau, KDE) des distributions d'âge U/Pb sur zircon obtenus dans les roches sédimentaires d'âge Cambro-Ordovicien à Tertiaire de la zone étudiée. Avec (1) les sédiments cambriens de la Demanda (WALZ)(Ábalos et al., 2012), ; (2) les paragneisses précambrien du massif de Guadarama (CIZ) (Orejana et al., 2015), ; (3) les sédiments cambro-ordoviens de la CIZ (Talavera et al., 2012), (4) les sédiments ordoviens supérieurs à mississippiens de la CIZ et la CZ (Talavera et al., 2012; Pastor-Galán et al., 2013) ; (5) les Sédiments Carbonifère de la CZ (Pastor-Galán et	

al., 2013) ; (6) les Sédiments Carbonifère de la CCR et la ZA (Hart et al., 2016; Martínez et al., 2016) ; (7) les Sédiments Permien du bassin de Mauléon, de Viar et de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013; Hart et al., 2016; P. A. Dinis et al., 2017), ; (8) les Sédiments du trias du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012) ; (9) les Sédiments triasiques du bassin lusitanien, d'Algarve et de Mauléon ((Hart et al., 2016; P. A. Dinis et al., 2017; M. F. Pereira et al., 2017) ; (10) les Sédiments crétacée syn-rift du bassin d'Organya, de Mauléon et de Lusitanie (Filleaudeau et al., 2012; P. A. Dinis et al., 2016; Hart et al., 2016) ; (11) les sédiments tertiaire des Pyrénées (Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017). Les boîtes carrées à gauche indiquent les âges des différents évènements magmatiques datés affectant l'Ibérie. Il est intéressant de noter que certains sédiments d'âge Protérozoïque (2) enregistrent un métamorphisme entraînant le "reset" du géochronomètre U-Pb sur zircon. 146

Figure 89 Synthèse des âges AFT et ZFT in-situ de la plaque nord ibérique ((Bosch et al., 2016; Botor & Anczkiewicz, 2015; Del Río, Barbero, & Stuart, 2009; Fillon et al., 2013; P. . Fitzgerald et al., 1999; Grobe et al., 2010; Herman et al., 2013; M. Jolivet et al., 2007; Juez-Larré & Andriessen, 2006b; O. Maurel et al., 2008; Morris et al., 1998; Mouchene, 2016b; Sinclair, 2005; Vacherat et al., 2016; Yelland, 1991)). 148

Figure 90 Carte des localisations des échantillons collectés dans cette étude. 151

Figure 91 Carte, coupe et log du chantier de Sobron d'après la carte 1/50 000 de Miranda disponible sur le site de l'IGME (info.igme.es) 152

Figure 92 Carte d'après la carte de Terra Alta au 1/50000 (disponible sur le site : icgc.cat), log magnétostratigraphique d'après Jones et al., (2004) et panorama de la chaîne côtière catalane. 154

Figure 93 Carte, log et coupe d'après la carte géologique de Segura de los baños au 1/50000 disponible sur le site de l'igme. 155

Figure 94 Carte, log magnétostratigraphique d'après Hoggan and Burbank (1996), Oliva-Urcia et al., 2015 et références associées, et coupe d'après la carte géologique de Aguerö au 1/50 000 disponible sur le site de l'igme. 155

Figure 95 Diagramme de densité de probabilité comprenant les populations composites constituant la distribution des âges ZFT et leurs pics associés. La déconvolution des différentes populations a été réalisée avec le programme Binomfit (eg. Ehlers et al 2005). L'âge stratigraphique de chaque échantillon est indiqué par des lignes pointillées. 159

Figure 96 Diagramme des âges AHe en fonction de l'eU (uranium effectif) et du rapport Th/U en fonction des échantillons. 161

Figure 97 Histogramme et diagramme de densité de probabilité pour les âges U-Pb pour les premières 800 Ma (diagramme de gauche) et pour l'intégralité du signal (diagramme de droite). Les largeurs des bandes utilisées pour les histogrammes sont de 10 Ma pour l'intervalle situé entre 0-800 Ma et de 30 Ma pour l'intervalle 0-3000 Ma. Les pics de populations présentées sont calculés avec le logiciel isoplot (Ludwig, 2003). Les bandes de couleurs correspondent aux différents évènements thermiques et magmatiques enregistrés dans les sédiments ibériques dont la synthèse est présentée en Figure 88. 163

Figure 98 Diagramme ternaire QFL (Quartz, Feldspaths, Lithiques) présentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques selon deux distributions : A) par coupe et B) par âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point sont indiqués par des cercles opaques. Les autres échantillons ont été analysés de manière qualitative. 166

Figure 99 Diagramme ternaire LvLmLs (Lithiques volcanique, Lithique métamorphique, Lithiques sédimentaires) représentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques par A) coupe et par B) âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point (« point counting ») selon la méthode de Gazzi-Dickinson (1966) sont indiqués par des cercles opaques. Les autres échantillons ont été analysés de manière qualitative. 168

Figure 100 Photos correspondant au faciès 1a, 1b et 1c. Qtz S-Ang = Quartz sub-anguleux ; Qtz Arr, Quartz arrondi, PQtz Poly-quartz ; Fds Feldspaths ; Lsd, Lithique sédimentaires détritiques (ici grès avec grains sub arrondi) ; Lc, Lithique carbonaté, Lci Lithique sédimentaire carbonaté intra-bassin ; Lm1 Lithique métamorphique de rang faible (alignement et réorganisation des minéraux). 169

Figure 101 Photos correspondant au faciès 2, 3 et 4. 170

Figure 102 Diagramme ternaire LmLpLc (Lithiques métamorphiques, Lithiques détritiques, Lithiques carbonatés) représentant les résultats pétrographiques des échantillons détritiques par A) coupe et par B) âge stratigraphique. Les échantillons analysés par les méthodes de comptage par point « point counting » selon la méthode de Gazzi-Dickinson (1966) sont indiqués par des cercles opaques Les autres échantillons ont été analysé de manière qualitative.	171
Figure 103 Diagramme de distribution utilisant la fonction Kernel de la totalité des grains datés ainsi que les six populations répertoriées dans cette étude et les événements auxquels ils sont corrélés. Si ces différentes populations sont généralement toutes représentées dans les échantillons collectés, elle ne représente pas les mêmes proportions d'un échantillon à l'autre.	172
Figure 104 Diagramme de densité utilisant la fonction kernel des échantillons syn-rift du bassin de Cameros comparés aux différents signaux obtenus dans les roches sédimentaires Cambro-Ordovicienne à Tertiaire de la zone étudiée. Avec (1) Sédiments cambriens de la Demanda (WALZ)(Ábalos et al., 2012) (1), (2) paragneisses précambrien du massif de Guadarama (CIZ) (Orejana et al., 2015), (3) Sédiments Cambro-Ordovicien de la CIZ (Talavera et al., 2012), (4) Sédiments Ante-Hercynien Ordovicien supérieur à Mississippien de la CIZ et la CZ (Talavera et al., 2012; Pastor-Galán et al., 2013), (5) sédiments Carbonifère de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013), (6) sédiments Carbonifère de la CCR et la ZA (Hart et al., 2016; Martínez et al., 2016), (7) sédiments Permien du bassin de Mauléon, de Viar et de la CZ (Pastor-Galán et al., 2013; Hart et al., 2016; P. A. Dinis et al., 2017), (8) sédiments du trias du bassin de Maestrat (Sánchez Martínez et al., 2012) (9) sédiments triasiques du bassin de Lusitania, d'Algarve et de Mauleon (Hart et al., 2016; Dinis et al., 2017; M. F. Pereira et al., 2017), (10) sédiments crétacée syn-rift du bassin d'Organya, de Mauléon et de Lusitania (Filleaudeau et al., 2012; P. A. Dinis et al., 2016; Hart et al., 2016), (11) sédiments Tertiaire des Pyrénées (Filleaudeau et al., 2012; Thomson et al., 2017).	174
Figure 105 Diagramme de densité utilisant la fonction kernel les échantillons étudiés syn à post orogéniques comparés aux différents signaux obtenus dans les roches sédimentaires Cambro-Ordovicienne à Tertiaire de la zone étudiée (voir Figure 104 pour les références).	176
Figure 106 Courbe de distribution cumulative des échantillons collectés dans cette étude et table des valeurs obtenue par le k-s test pour chaque couple d'échantillons.	177
Figure 107 Diagramme MDS des différentes distributions d'âges U-Pb des sédiments détritiques de la péninsule Ibérique de la littérature (provenance package – (Vermeesch et al., 2016)). La première partie de chaque nom d'échantillons correspond à son âge stratigraphique avec PC : Précambrien, Cor : Cambro-Ordovicien, Or : Ordovicien, Dv : Dévonien, Mis : Mississippien, Wt : Westphalien, St : Stéphanien, C : Carbonifère, P : Permien, T : Trias, K : Crétacé, Ber : Berriasien, Val : Valanginien, Apt : Aptien, Alb : Albien, Tur : Turolien, Pal : Paléocène, Lut : Lutécien, Bart : Barthonien, Yp : Ypresien. La seconde partie de chaque nom caractérise l'unité géologique dans lesquels ont été prélevés les échantillons avec ZA : Zone axial, CZ Cantabrian zone, GTMZ : Galicia Tras Os Montes Zone, CIZ : Central Iberian Zone, IBR : Iberian range, Ccr-CMn-En : Catalan coastal range, Lu : Lusitanian basin, Alg : Algarve basin, Vi : Viar basin, SGC : Schist grewacke Complex. La base de données est tirés des travaux de Ábalos et al. (2012); Albert et al. (2015); Dinis et al., 2012, 2016, 2017; Fernández et al. (2012); Fernández-Suárez et al. (2000); Filleaudeau et al. (2012); Gutiérrez-Alonso et al. (2015); Hart et al. (2016); Henderson et al. (2016); Margalef et al. (2016); Martínez et al. (2016); Orejana et al. (2015); Pastor-Galán et al. (2013); Pereira et al., 2011, 2012, 2016, 2017; Shaw et al., (2014); Talavera et al. 2012, 2013; Thomson et al. (2017).	178
Figure 108 Schémas synthétique des chemins T-t obtenus pour le socle hercynien de la chaîne catalane montrant les différents événements de recuit et de refroidissement enregistré par les AFT et les ZFT d'après (Juez-Larre & Andriessen, 2002).	181
Figure 109 Histoire thermique de la zone sud Pyrénéenne à partir des âges ZHe et AFT. On peut noter que des âges Jurassiques ne sont pas représentatifs de l'histoire sud pyrénéenne et se fait au profit d'une signature triasique (Filleaudeau et al., 2012).	182
Figure 110 Évolution des pétrofacies du Jurassique Supérieur à l'Albien inférieur dans la partie ouest du bassin de Cameros et leurs relations génétiques avec la propagation de faille vers l'ouest de l'Ibérie d'après Arribas et al., (2003).	184

Figure 111 Modèle de dépôt proposé pour la région de Teruel située à l'extrême sud est de la chaîne ibérique (d'après Rodríguez-López et al. 2012).....	186
Figure 112 Photo de l'échantillon Utrillas SB1.....	187
Figure 113 Paléogéographie et ceinture paléo-climatique durant l'Albien. Les flèches représentent la direction des vents supposés pour cette période (d'après Poulsen et al. 1998 et Herbe et al, 2003). NHT: Northern High-latitude temperate humid belt. SHT: Southern High-latitude Temperate humid belt. NMW: Northern Mid-latitude Warm humid belt. SMW: Southern Mid-latitude Warm humid belt. NHA: Northern Hot arid belt. EH: Equatorial Humid belt and SHA: Southern Hot Arid belt (d'après Chumacov et al., 1995; Spicer and Skelton, 2003).....	188
Figure 114 Carte et log des diagrammes de composition des différentes populations composites ZFT enregistrés dans cette étude.....	190
Figure 115 Évolution de la distribution du signal ZFT, U-Pb et pétrographique dans les échantillons modernes, oligocènes et miocènes par les méthodes d'estimation par noyau (KDE) (largeur des bandes de 10 Ma). Les flèches grises représentent les populations ZFT obtenue avec le logiciel binomfit utilisant la loi de probabilité de densité. Les flèches noires représentent les populations obtenues avec la méthode d'estimation par noyau (KDE). L'ensemble de cette figure a été réalisé avec le package –R- provenance (Vermeesch et al., 2016).	192
Figure 116 Carte et log des diagrammes de composition des différentes populations composites ZFT enregistrées dans les Pyrénées par Whitchurch et al., (2011).....	194
Figure 117 CC (Courbe cumulative) et KDE (kernel density plot) des âges ZFT obtenues dans les sédiments pyrénéens (Vacherat et al., 2017; Whitchurch et al., 2011) et les sédiments du bassin de l'Èbre (cette étude) comparées aux distributions cumulatives obtenues dans les sédiments actuels en amont et en aval du fleuve de l'Èbre. Les erreurs sur les âges ZFT sont représentées par des enveloppes rouges pour le bassin de l'Èbre et bleu pour les Pyrénées. Le code couleur utilisé pour les CC et les KDE sont les mêmes.	195
Figure 118 :Légende des cartes paléogéographiques des figures 119 à 124.....	202
Figure 119 : Tentative de reconstruction paléogéographique entre l'Oxfordien et le Kimméridgien d'après (Aurell et al., 2003a; Dercourt et al., 2000; Kullberg et al., 2014; Sopeña et al., 2004). Reconstruction cinématique d'après Nirrengarten et al. (2018).....	203
Figure 120 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Barrémien d'après Dercourt et al., 2000; García-Mondéjar et al., 2004; Lanari et al., 2014; Pujalte et al., 2004; Serrano et al., 2006; Sopeña et al., 2004; Tugend et al., 2015. Cinématique de l'ouest de la plaque ibérique d'après Nirrengarten et al. (2018)....	204
Figure 121 : Tentative de reconstruction paléogéographique à l'Albien d'après (Dercourt et al., 2000; Dinis et al., 2016; García-Mondéjar et al., 2004; González-Acebrón et al., 2017; Lanari et al., 2014;Rodríguez-López et al., 2010; Sopeña et al., 2004; Vacherat et al., 2016). Cinématiques d'après Nirrengarten et al., (2018)	207
Figure 122: Tentative de reconstruction paléogéographique au début de l'Éocène d'après (Alonso-Gavilán et al., 2004; Dercourt et al., 2000; Fitzgerald, 2002; Gómez-Gras et al., 2016; Lanari et al., 2014; Sinclair, 2005; Thomson et al., 2017; Vacherat et al., 2017; Whitchurch et al., 2011).....	208
Figure 123 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Rupélien d'après (Alonso-Gavilán et al., 2004; Biteau et al., 2006; De Bruijne & Andriessen, 2002; Dercourt et al., 2000; Etheve et al., 2016; Fillon et al., 2016; Fillon & Van Der Beek, 2012; Pardo et al., 2004; Pellen, 2016; Vacherat et al., 2017; Whitchurch et al., 2011).....	210
Figure 124 : Tentative de reconstruction paléogéographique au Miocène d'après (Alonso-Gavilán et al., 2004; Calvo et al., 1996; Etheve et al., 2016; Fillon et al., 2013; de Galdeano & Rodríguez-Fernández, 1996) ..	211
Figure 125 : Synthèse des évènements magmatiques et hydrothermaux de la plaque ibérique comparée aux données ZFT de la littérature et de cette étude.(Canals & Cardellach, 1993; Casquet et al., 1992; Del Río et al., 2009; Galindo et al., 1994; Halliday & Mitchell, 1984; Juez-Larré & Andriessen, 2006; Lago et al., 1996; 2004; Marfil et al., 1996; Montigny et al., 1986; Nomade et al., 2007; Pereira et al., 1998; Sánchez et al., 2010; Solé et al., 1998; Stapel, 1999; Tritlla & Solé, 1999; Ubide et al., 2014; Whitchurch et al., 2011) ..	214

Figure 126 : Histoire thermique des échantillons CMR2, CMR7, SB4 et SAL5.	216
Figure 127 : Coupes géologiques sur lesquelles sont localisés les différents échantillons datés en AHe et les estimations de la paleo-élévation (si l'on considère la référence topographique actuel déduit des modèles thermiques et des âges AHe obtenus. Les barres d'estimations des paléo-altitudes grises ne sont pas basées sur des modélisations, mais directement sur les âges obtenus. Les barres d'estimations noires sont basées sur les modèles présentés en figure 8.	219
Figure 128 : Illustration des différentes étapes modélisées d'après Garcia-Castellanos & Larrasoaña, (2015). Soit A) le remplissage du bassin avant le début de la phase endoréique, B) le remplissage du bassin pendant la phase endoréique, où l'on peut potentiellement recycler les sédiments syn-rift mésozoïque et cannibalisé les dépôts tertiaires déjà déposé et C) la situation actuelle où les bordures et leurs fronts de chevauchement des chaînes sont à nouveaux soumis à l'érosion.	222
Figure 130 Exemple de modélisation obtenus avec CIDRE après un temps d'équilibre du système de 10000 ans. Chaque point représente un zircon associé à un âge ZFT. Cette figure montre les résultats obtenus pour Alfaro et Delta d'après Saliba (2018).	223
Figure 131 Diagramme de densité utilisant la méthode des noyaux (KDE) des distributions modélisées dans CIDRE. Les distributions (après un temps d'équilibre du système de 10000 ans) des modèles 1 à 5 sont présenté ainsi que leurs principales hypothèses associées. Elles sont comparés aux distributions observés et décrite dans le chapitre 5 à Alfaro et à l'embouchure du fleuve de l'Ebre.	225
Figure 132 : Comparaison statistique des distributions observées à l'actuel avec les distributions modélisées dans le delta de l'Ebre. A) diagramme MDS B) diagramme de densité utilisant la méthode des estimations par noyaux prenant en comptes des « bandwidth » de 10 Ma (KDE) ; C) Tableau des valeurs des différentes p-values et D obtenus avec le test du k-s. Seule la distribution modélisée avec l'hypothèse 2 est peut-être statistiquement similaire aux distributions observées même si visuellement les modèles 6, 7 et 8 s'en rapprochent. Le diagramme MDS est réalisé avec le package R provenance.	226
Figure 133 Comparaison statistique des distributions observées à l'actuel avec les distributions modélisées à Alfaro. A) diagramme MDS B) diagramme de densité utilisant la méthode des estimations par noyaux prenant en comptes des « bandwidth » de 10 Ma (KDE) ; C) Tableau des valeurs des différentes p-values et D obtenus avec le test du k-s. Le diagramme MDS est réalisé avec le package R provenance.....	227

Références

- Ábalos, B., Gil Ibarra, J. I., Sánchez-Lorda, M. E., & Paquette, J. L. (2012). African/Amazonian Proterozoic correlations of Iberia: A detrital zircon U-Pb study of early Cambrian conglomerates from the Sierra de la Demanda (northern Spain): Proterozoic correlation of Iberia. *Tectonics*, *31*(3), <https://doi.org/10.1029/2011TC003041>
- Albarède, F., & Michard-Vitrac, A. (1978). Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, *40*(3), 327–332. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90157-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90157-7)
- Albert, R., Arenas, R., Gerdes, A., Martínez, S. S., Fernández-Suárez, J., & Fuenlabrada, J. M. (2015). Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, *28*(4), 1434–1448.
- Alibert, C. (1985). A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, *73*(1), 81–90. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90036-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90036-6)
- Allard, T., Gautheron, C., Bressan Riffel, S., Balan, E., Soares, B. F., Pinna-Jamme, R., et al. (2018). Combined dating of goethites and kaolinites from ferruginous duricrusts. Deciphering the Late Neogene erosion history of Central Amazonia. *Chemical Geology*, *479*, 136–150. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.004>
- Allen, P. A. (2008a). From landscapes into geological history. *Nature*, *451*(7176), 274–276. <https://doi.org/10.1038/nature06586>
- Allen, P. A. (2008b). Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. *Geological Society, London, Special Publications*, *296*(1), 7–28. <https://doi.org/10.1144/SP296.2>
- Allen, P. A. (2017). *Sediment Routing Systems: The Fate of Sediment from Source to Sink*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316135754>
- Allen, P. A., Armitage, J. J., Carter, A., Duller, R. A., Michael, N. A., Sinclair, H. D., et al. (2013). The Qs problem: sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. *Sedimentology*, *60*(1), 102–130.
- Alonso, A., & Mas, J. R. (1993). Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de Los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica*, (17), 285–310.

- Alonso-Azcàrate, J., Barrenechea, J. F., Rodas, M., & Mas, J. R. (1995). Comparative study of the transition between very low-grade and low-grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments: Early Cretaceous, Cameros Basin (northern Spain). *Clay Minerals*, 30(4), 407–419. <https://doi.org/10.1180/claymin.1995.030.4.12>
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., & Rodríguez, J. M. (2004). Cuenca del Duero. *Geología de España*, 550–556.
- Alvarez-Marron, J., Rubio, E., & Torne, M. (1997). Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B10), 22497–22511. <https://doi.org/10.1029/97JB01425>
- Anadón, P., Colombo Piñol, F., Esteban Cerdà, M., Marzo Carpio, M., Robles Orozco, S., Santanach, P., & Solé Sugañes, L. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides.
- Anadón, P., Cabrera, L., GuiMerá, J., & Santanach, P. (1985). Paleogene Strike-Slip Deformation and Sedimentation Along The Southeastern Margin of the Ebro Basin.
- Antunes, I., Neiva, A., Silva, M., & Corfu, F. (2009). The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). *Lithos*, 111(3), 168–185. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.014>
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., & Pocoví, A. (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, 13(1), 65–89.
- Arribas, J., Alonso, Á., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J. F., et al. (2003). Sandstone Petrography of Continental Depositional Sequences of an Intraplate Rift Basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 73(2), 309–327. <https://doi.org/10.1306/082602730309>
- Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1305–1320.
- Audet, P., & Bürgmann, R. (2011). Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, 4(3), 184–187.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., & Booth-Rea, G. (2005). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357–381.
- Aurell, M., Meléndez, G., Oloriz, F., Bádenas, B., Caracuel, J., García-Ramos, J. C., et al. (2002). Jurassic. In *Geology of Spain* (pp. 213–254). Gibbons W.; Moreno, T.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., & García-Ramos, J. C. (2003). Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162(3), 239–271. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00154-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00154-4)

- Azambre, B., & Fabriès, J. (1989). Mesozoic evolution of the upper mantle beneath the eastern Pyrenees: evidence from xenoliths in Triassic and Cretaceous alkaline volcanics of the eastern Corbières (France). *Tectonophysics*, *170*(3–4), 213–230. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90272-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90272-2)
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S., & Davy, P. (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology*, *81*(1–2), 155–165.
- Balout, H., Roques, J., Gautheron, C., Tassan-Got, L., & Mbongo-Djimbi, D. (2017). Helium diffusion in pure hematite (α -Fe₂O₃) for thermochronometric applications: A theoretical multi-scale study. *Computational and Theoretical Chemistry*, *1099*, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.comptc.2016.11.001>
- Banks, C. J., & Warburton, J. (1991). Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, *191*(3), 275–289. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90062-W](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90062-W)
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., & Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, *198*(1–2), 107–137. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00424-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00424-2)
- Barker, C. E., & Pawlewicz, M. J. (1994). Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures: A Comparison of Methods. In P. K. Mukhopadhyay & W. G. Dow (Eds.), *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter* (Vol. 570, pp. 216–229). Washington, DC: American Chemical Society. <https://doi.org/10.1021/bk-1994-0570.ch014>
- Barnett- Moore, N., Hosseinpour, M., & Maus, S. (2016). Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, *35*(8), 1843–1862. <https://doi.org/10.1002/2015TC004019>
- Barrenechea, J. F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcárate, J., & Mas, J. R. (2001). Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros Basin (Spain). *Clay Minerals*, *36*(3), 325–333.
- Barrón, E., Peyrot, D., Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., López del Valle, R., Najarro, M., et al. (2015). Palynology of Aptian and upper Albian (Lower Cretaceous) amber-bearing outcrops of the southern margin of the Basque-Cantabrian basin (northern Spain). *Cretaceous Research*, *52*, 292–312. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.10.003>
- Bartrina, M. T., Cabrera, L., Jurado, M. J., Guimerà, J., & Roca, E. (1992). Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, *203*(1–4), 219–247.
- Bartrina, T., & Hernández, E. (1990). Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo. *Formaciones Evaporíticas de La Cuenca Del Ebro y Cadenas Periféricas, y de La Zona de Levante. Nuevas Aportaciones y Guía de Superficie. Universitat de Barcelona, Barcelona, España*, 34–38.

- Beamud, E., Muñoz, J. A., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., Garcés, M., Cabrera, L., & Metcalf, J. R. (2011). Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research*, 23(3), 309–331. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x>
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J., & Fullsack, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8121–8145.
- Van der Beek, P., Cloetingh, S., & Andriessen, P. (1994). Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3), 417–433. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90081-7)
- Bermudez, M., Van der beek, P., & Bernet, matthias. (2013). Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes. *Lithosphere*, 5, 3–16.
- Bernet, M., & Garver, J. I. (2005). Fission-track Analysis of Detrital Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 205–237. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.8>
- Bernet, M., Brandon, M. T., & Garver, J. I. (2004). Downstream changes of alpine zircon fission track ages in the rhone and rhine rivers. Retrieved from <http://jsedres.geoscienceworld.org.biblioplanets.gate.inist.fr/content/jsedres/74/1/82.full.pdf>
- Bernus-Maury, C. (1984). *Etude des parageneses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées*. Paris.
- Beuther, A. (1966). Geologische untersuchungen in Wealden und Utrillasschiten im westteil der Sierra de los Cameros. *Beihefte Zum Gelogis-Chen Jahrbuch Hannover*.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer: Raman spectroscopy of carboneaous material. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beyssac, Olivier, Goffé, B., Petitet, J.-P., Froigneux, E., Moreau, M., & Rouzaud, J.-N. (2003). On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 59(10), 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/S1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S1386-1425(03)00070-2)
- Béziat, D., Joron, J. L., Monchoux, P., Treuil, M., & Walgenwitz, F. (1991). Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chemical Geology*, 89(3–4), 243–262. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90019-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90019-N)
- Biteau, J., & Canérot, J. (2007). La chaine des Pyrenees et ses avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre: caracteristiques structurales, evolution geodynamique et tectono-sedimentaire. *Géologues-Paris-*, 155, 16.

- Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., & Masset, J.-M. (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience*, 12(3), 247–273. Retrieved from <http://pg.lyellcollection.org/content/12/3/247.short>
- Black, L. P., Williams, I. S., & Compston, W. (1986). Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 427–437. <https://doi.org/10.1007/BF00376336>
- Boillot, G. (1981). *Le golfe de Gascogne et les Pyrénées*. Université Pierre et Marie Curie.
- Bosch, G., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., & Monié, P. (2016). 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(3–4), 246–256. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.01.001>
- Bosse, V., Ballèvre, M., Féraud, G., & Peucat, J. J. (2000). Petrological and geochronological constraints in the Ile de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement Tectonics*, 15, 63–66.
- Botor, D., & Anczkiewicz, A. A. (2015). Thermal history of the Sabero Coalfield (Southern Cantabrian Zone, NW Spain) as revealed by apatite fission track analyses from tonstein horizons: implications for timing of coalification. *International Journal of Earth Sciences*, 104(7), 1779–1793. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1169-z>
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., & Beyssac, O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4), 723–735. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7>
- Boutin, A. (2016). *Etude des conditions de formations du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France)*. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Brandon, M. T. (1996). Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiation Measurements*, 26(5), 663–676.
- Braun, J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience*, 3(12), 825.
- Brewer, I. D., Burbank, D. W., & Hodges, K. V. (2003). Modelling detrital cooling-age populations: insights from two Himalayan catchments. *Basin Research*, 15(3), 305–320.
- Brichau, S., Ring, U., Ketcham, R. A., Carter, A., Stockli, D., & Brunel, M. (2006). Constraining the long-term evolution of the slip rate for a major extensional fault system in the central Aegean, Greece, using thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(1), 293–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.065>
- Bruijne, C. H., & Andriessen, P. (2000). Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the sierra guadarrama assessed by apatite fission track. *Phys.Chem. Earth*, 25(6–7), 555–263.

- Bruijne, C. H., & Andriessen, P. A. M. (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349(1), 161–184.
- Brun, J.-P., & Burg, J.-P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 61(2), 319–332.
- Brun, J.-P., & Choukroune, P. (1983). Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2(4), 345–356.
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 20161–20178.
- Bulard, P.-F. (1972, January 1). *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Université de Nice.
- Burbank, D. W., & Vergés, J. (1994). Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 20281–20297.
- Burbank, D. W., Vergés, J., Muñoz, J. A., & Bentham, P. (1992). Coeval hindward-and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bulletin*, 104(1), 3–17.
- Burg, J. P., van der Driessche, J., & Brun, J. P. (1994). Syn- to post- thickening extension in the Variscan Belt of western Europe: Modes and structural consequences. *Géol. Fr.*, 3, 33–51.
- Butler, R. W., Tavarnelli, E., & Grasso, M. (2006). Structural inheritance in mountain belts: an Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1893–1908.
- Calvo, J. P., Alonso Zarza, A. M., García del Cura, M., Ordóñez, S., Rodríguez-Aranda, J. P., & Sanz Montero, M. E. (1996). Sedimentary evolution of lake systems through the Miocene of the Madrid Basin: paleoclimatic and paleohydrological constraints. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. University Press, Cambridge, 272–277.
- Canals, A., & Cardellach, E. (1993). Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): a fluid mixing model and age constraints. *Chemical Geology*, 104(1), 269–280. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90156-D](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90156-D)
- Capote, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. *Libro Jubilar JM Ríos II*, 109–120.
- Carrapa, B., Wijbrans, J., & Bertotti, G. (2003). Episodic exhumation in the Western Alps. *Geology*, 31(7), 601–604.
- Carreras, J., & Druguet, E. (2014). Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 249–264. <https://doi.org/10.1144/SP405.7>

- Carretier, S., & Lucazeau, F. (2005). How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research*, 17(3), 361–381. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x>
- Carretier, S., Poisson, B., Vassallo, R., Pepin, E., & Farias, M. (2009). Tectonic interpretation of erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 11, p. 5047).
- Carretier, S., Martinod, P., Reich, M., & Godderis, Y. (2016). Modelling sediment clasts transport during landscape evolution. *Earth Surface Dynamics*, 4(1), 237–251. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-237-2016>
- Carrière, K. L. (2006). Neoproterozoic to Holocene tectonothermal evolution of the southern Cantabrian Mountains NW Iberia, revealed by apatite fission-track thermochronology.
- Carrington da Costa, J. (1950). *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos de Portugal.
- Carvajal, C., & Steel, R. (2011). Source- to- sink sediment volumes within a tectono-stratigraphic model for a Laramide shelf- to- deep- water basin: Methods and results. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 131–151.
- Carver, R. E. (1971). *Procedures in sedimentary petrology*. New York ; Sydney : Wiley-Interscience.
- Casado, B. O., Gebauer, D., Schäfer, H. J., Ibarra, J. G., & Peucat, J. J. (2001). A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 332(3), 359–385.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., & 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 and Planetary Science Letters*, 150(1–2), 65–78.
- Casas, A.M., Villalaín, J. J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., & Fernández, G. (2009). Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics*, 470(1–2), 3–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.020>
- Casas, A. M, Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D., & Nalpas, T. (2000). Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 13(1), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)00105-4](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)00105-4)
- Casas Sainz, A. M. (1993). Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3), 202–216. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105248>
- Casas-Sainz, A. M., & Gil-Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geologische Rundschau*, 86(4), 802–818.

Casas-Sainz, A. M., & Simón-Gómez, J. (1992). Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, *14*(5), 521–530. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90154-O](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90154-O)

Casciello, E., Fernández, M., Vergés, J., Cesarano, M., & Torne, M. (2015). The Alboran domain in the western Mediterranean evolution: the birth of a concept. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *186*(4–5), 371–384. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.371>

Casquet, C., Galindo Francisco, M., González Casado, J. M., & Alonso Millán, Á. (1992). El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas. Geogaceta*, *11*, 22–25.

Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., & Eschard, R. (2003). Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research*, *15*, 527–551.

Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., & Casas, J. M. (2008). U–Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, *461*(1–4), 228–239.

Catalán, J. M., Arenas, R., García, F. D., Cuadra, P. G., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., et al. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. In *4-D framework of continental crust* (Vol. 200, pp. 403–423). Geological Society of America Memoir Boulder, Colorado.

Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O., et al. (2012). A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, *322–323*, 99–120. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.008>

Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, *172*(1), 5–24. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)

Cherniak, Daniele J., & Watson, E. B. (2013). Diffusion of helium in natural monazite, and preliminary results on He diffusion in synthetic light rare earth phosphates. *American Mineralogist*, *98*(8–9), 1407–1420. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4353>

Chirouze, F., Bernet, M., Huyghe, P., Erens, V., Dupont-Nivet, G., & Senebier, F. (2012). Detrital thermochronology and sediment petrology of the middle Siwaliks along the Muksar Khola section in eastern Nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*, *44*, 94–106.

Choukroune, P. (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, *8*(1), 23–39.

Clerc, C. (2012). *Évolution du domaine nord-Pyrénéen au crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée-Un analogue pour les marges passives*. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

- Clerc, C., & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33(7), 1340–1359. <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>
- Combes, P.-J. (1969). *Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France)*.
- Combes, P.-J., Peybernès, B., & Leyreloup, A. F. (1998). Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(4), 271–278. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80085-2](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80085-2)
- 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. *Journal of the Geological Society*, 153(1), 9–16.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, E., Gómez-Paccard, M., & Larrasoaña, J. C. (2010). Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22(6), 904–917. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00452.x>
- Crespo-Blanc, A., & de Lamotte, D. F. (2006). Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 177(5), 267–282.
- Cuevas, J. L., Marzo, M., & Mercadé, L. (1989). Depósitos de barras de meandro de granulometría gruesa en la Formación Talam (Tránsito mesozoico-cenozoico de la conca de Tremp, Lérida). In *XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones* (pp. 19–22).
- Danišík, M. (2018). Integration of Fission-Track Thermochronology with Other Geochronologic Methods on Single Crystals. In M. G. Malusà & P. G. Fitzgerald (Eds.), *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology* (pp. 93–108). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_5
- De Bruijne, C. H., & Andriessen, P. A. M. (2002). Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349(1), 161–184.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerá, J., & Cloetingh, S. (2004). Estructura alpina del antepaís ibérico. *Geología de España*, 7, 619–625.
- Débroas, E.-J. (1987). Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 3(5), 887–898.

Débroas, E.-J. (1990). Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 6(2), 273–285.

DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J. A., Iriarte, E., & Mendia, M. (2017). Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), 631–652. <https://doi.org/10.1002/2016GC006690>

Del Río, P., Barbero, L., & Stuart, F. M. (2009). Exhumation of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): constraints from low-temperature thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324(1), 153–166. <https://doi.org/10.1144/SP324.12>

Del Río, P., Barbero, L., Mata, P., & Fanning, C. M. (2009). Timing of diagenesis and very low-grade metamorphism in the eastern sector of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): a U/Pb SHRIMP study on monazite. *Terra Nova*, 21(6), 438–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00900.x>

Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, 256–257, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., & Barbey, P. (2002). In-situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences*, 91(3), 398–405.

Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., & Gleizes, G. (2009). Middle Ordovician U–Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 180(3), 209–216.

Dercourt, J., Gaetani, M., & Vrielynck, B. (2000). *Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps*. CCGM.

Díaz, J., & Gallart, J. (2009). Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1–2), 181–190. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.11.008>

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40(2), 695–707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Dickinson, W. R. (1974). Plate tectonics and sedimentation.

Dickinson, W. R. (1988). Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. In *New Perspectives in Basin Analysis* (pp. 3–25). Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4_1

- Dinis, J. L., Rey, J., Cunha, P. P., Callapez, P., & Pena dos Reis, R. (2008). Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29(5), 772–780. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.027>
- Dinis, P., Andersen, T., Machado, G., & Guimarães, F. (2012). Detrital zircon U-Pb ages of a late-Variscan Carboniferous succession associated with the Porto-Tomar shear zone (West Portugal): Provenance implications. *Sedimentary Geology*, 273, 19–29.
- Dinis, P. A., Dinis, J., Tassinari, C., Carter, A., Callapez, P., & Morais, M. (2016). Detrital zircon geochronology of the Cretaceous succession from the Iberian Atlantic Margin: palaeogeographic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 105(3), 727–745. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1221-z>
- Dinis, P. A., Fernandes, P., Jorge, R. C. G. S., Rodrigues, B., Chew, D. M., & Tassinari, C. G. (2017). The transition from Pangea amalgamation to fragmentation: Constraints from detrital zircon geochronology on West Iberia paleogeography and sediment sources. *Sedimentary Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.015>
- Donelick, R. A. (1993). A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent, 5,267,274.
- Donelick, R. A. (2005). Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49–94. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.3>
- Dryden, A. L. (1931). Accuracy in Percentage Representation of Heavy Mineral Frequencies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 17(5), 233–238. <https://doi.org/10.1073/pnas.17.5.233>
- Dubacq, B., Vidal, O., & De Andrade, V. (2010). Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(2), 159–174. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0421-6>
- Ducoux, M. (2017). *Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées*. Orléans.
- Duller, R. A., Whittaker, A. C., Fedele, J. J., Whitchurch, A. L., Springett, J., Smithells, R., et al. (2010). From grain size to tectonics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3). <https://doi.org/10.1029/2009JF001495>
- Eguíluz, L., Ibarguchi, J. I. G., Ábalos, B., & Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bulletin*, 112(9), 1398–1413. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1398:SHACOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1398:SHACOC>2.0.CO;2)
- Ehlers, T. A., & Farley, K. A. (2003). Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1), 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01069-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01069-5)

- Ehlers, T. A., Armstrong, P. A., & Chapman, D. S. (2001). Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126(3), 179–194. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00254-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00254-0)
- Enrile, J. H. (1991). Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif. *Tectonophysics*, 191(3–4), 311–324.
- Espana (IGME), I. G. y M. de. (2009). Mapa de Edades Geológicas de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000. Retrieved from <http://catalogo.igme.es/>
- Esteban Cerdà, M., & Julià Brugués, R. (1973). Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides.
- Etheve, N., Frizon de Lamotte, D., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., & Blanpied, C. (2016). Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics*, 682, 35–55. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.037>
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., & Gómez-Romeu, J. (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2), 636–662. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>
- Farley, K. A., Wolf, R. A., & Silver, L. T. (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U/Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4223–4229. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00193-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00193-7)
- Fedele, J. J., & Paola, C. (2007). Similarity solutions for fluvial sediment fining by selective deposition. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2). <https://doi.org/10.1029/2005JF000409>
- Féraud, G., Beslier, M.-O., & Cornen, G. (1996). 40AR/39AR Dating of gabbros from the ocean/continent transition of the western iberia margin: preliminary results.
- Fernández López, S. R., & Gómez Fernández, J. J. (1990). Facies aalenienses y bajocienses con evidencias de emersión y carstificación. *Cuadernos de Geología Ibérica*, (14), 67–111.
- Fernández, O., Muñoz, J. A., Arbués, P., Falivene, O., & Marzo, M. (2004). Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG Bulletin*, 88(8), 1049–1068.
- Fernández, R. D., Catalán, J. R. M., Arenas, R., Abati, J., Gerdes, A., & Fernández-Suárez, J. (2012). U–Pb detrital zircon analysis of the lower allochthon of NW Iberia: age constraints, provenance and links with the Variscan mobile belt and Gondwanan cratons. *Journal of the Geological Society*, 169(6), 655–665.
- Fernandez-Suarez, J., Gutierrez-Alonso, G., Jenner, G. A., & Jackson, S. E. (1998). Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (northern Spain): their bearing on the Cadomian-Avalonian evolution of northwest Iberia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35(12), 1439–1453.

- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A., & Tubrett, M. N. (2000). New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102(3), 185–206. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00065-6)
- Ferrer, O., Jackson, M. P. A., Roca, E., & Rubinat, M. (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay). *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 361–380. <https://doi.org/10.1144/SP363.16>
- Fidalgo González, L. (2001). *La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque*. Université de Bretagne Occidentale.
- Filleaudeau, P.-Y. (2011). *Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique* (Sciences de la Terre). Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., & Pik, R. (2012). Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research*, 24(4), 401–417. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x>
- Fillon, C., & Van Der Beek, P. (2012). Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research*, 24(4), 418–436. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x>
- Fillon, C., Gautheron, C., & 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, London*, 107, 67–77. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-051>
- Fillon, C., Pedreira, D., Van Der Beek, P., Huisman, R. S., Barbero, L., & Pulgar, J. A. (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics*, 35(2), 339–356. <https://doi.org/10.1002/2015TC004050>
- Fitzgerald, P. (2002). Tectonics and landscape evolution of the Antarctic plate since the breakup of Gondwana, with an emphasis on the West Antarctic Rift System and the Transantarctic Mountains. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35, 453–469.
- Fitzgerald, P. ., Muñoz, J. ., Coney, P. ., & Baldwin, S. . (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3), 157–170. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00225-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3)
- Fleischer, R. L., Price, P. B., & Walker, R. M. (1975). *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press.
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 2347–2365.

Fosdick, J. C., Grove, M., Graham, S. A., Hourigan, J. K., Lovera, O., & Romans, B. W. (2014). Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 27(4), 546–572. <https://doi.org/10.1111/bre.12088>

François, C., Debaille, V., Paquette, J.-L., Baudet, D., & Javaux, E. J. (2018). The earliest evidence for modern-style plate tectonics recorded by HP–LT metamorphism in the Paleoproterozoic of the Democratic Republic of the Congo. *Scientific Reports*, 8(1), 15452. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33823-y>

Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. (2011). Passive continental margins and abyssal plains. In W. Frisch, M. Meschede, & R. C. Blakey (Eds.), *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building* (pp. 43–57). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2_4

Galbraith, R. F., & Green, P. F. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 197–206. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90035-V](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90035-V)

Galbraith, R. F., & Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4), 459–470. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(93\)90185-C](https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-C)

Galbraith, Rex F. (2005). *Statistics for fission track analysis*. Chapman and Hall/CRC.

Galbraith, R.F., & Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21(4), 459–470. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(93\)90185-C](https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-C)

de Galdeano, C. S., & Rodríguez-Fernández, J. (1996). S2 Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, 6, 323.

Galindo, C., Tornos, F., Darbyshire, D. P. F., & Casquet, C. (1994). The age and origin of the barite-fluorite (Pb–Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study. *Chemical Geology*, 112(3), 351–364. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90034-5)

Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: Transdimensional inverse thermal history. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2), <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>

Gallagher, K., Brown, R., & Johnson, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 519–572. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.519>

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., & Stephenson, J. (2009). Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and

model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology*, 26(4), 525–535. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003>

Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantabricos; perfiles ESCI-N. *Cantabrian Mountains Crustal Structure and Continental Margin; ESCI-N Profile*, 22.

Ganne, J., Andrade, V. D., Weinberg, R. F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., et al. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. *Nature Geoscience*, 5(1), 60–65. <https://doi.org/10.1038/ngeo1321>

Ganerød M, Chew DM, Smethurst MA, Troll VR, Corfu F, Meade F, Prestvik T (2011) Geochronology of the Tardree Rhyolite Complex, Northern Ireland: Implications for zircon fission track studies, the North Atlantic Igneous Province and the age of the Fish Canyon sanidine standard. *Chemical Geology*, v. 286, issues 3-4, p 222-228.

García Senz, J. (2002, June 21). *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión*. Universitat de Barcelona. Retrieved from <http://diposit.ub.edu/dspace/handle/2445/34901>

García-Castellanos, D., & Larrasoaña, J. C. (2015). Quantifying the post-tectonic topographic evolution of closed basins: The Ebro basin (northeast Iberia). *Geology*, 43(8), 663–666. <https://doi.org/10.1130/G36673.1>

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): Tectonics, Climates, and Drainage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7). <https://doi.org/10.1029/2002JB002073>

García-Frank, A., Ureta, S., & Mas, R. (2008a). Aalenian pulses of tectonic activity in the Iberian Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 209(1), 15–35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.06.004>

García-Frank, A., Ureta, S., & Mas, R. (2008b). Tectonically active Aalenian in the Northwestern Iberian Basin (Spain). *Volumina Jurassica*, IV, 42.

García-Hidalgo, J. F., Gil-Gil, J., Segura, M., & Carenas, B. (2016). Depositional architecture and peculiar sedimentary features of late Cretaceous Utrillas Formation at Tamajón (Guadalajara, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 42(3). <https://doi.org/10.5209/JIGE.53120>

García-Lasanta, C., Casas-Sainz, A., Villalaín, J. J., Oliva-Urcia, B., Mochales, T., & Speranza, F. (2017). Remagnetizations used to unravel large-scale fold kinematics: A case study in the Cameros Basin (Northern Spain). *Tectonics*, 36(4), 2016TC004459. <https://doi.org/10.1002/2016TC004459>

García- Mondéjar, J., Agirrezabala, L. M., Aranburu, A., Fernández- Mendiola, P. A., Gómez- Pérez, I., López- Horgue, M., & Rosales, I. (1996). Aptian— Albian tectonic pattern of the Basque— Cantabrian Basin (Northern Spain). *Geological Journal*, 31(1), 13–45. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199603\)31:1<13::AID-GJ689>3.0.CO;2-Y](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199603)31:1<13::AID-GJ689>3.0.CO;2-Y)

García-Mondéjar, J., Fernández-Mendiola, P. A., Agirrezabala, L. M., Aranburu, A., López-Horgue, M. A., Iriarte, E., & Martínez de Rituerto, S. (2004). El Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geología de España*, 291–296.

García-Mondéjar, J., Fernández-Mendiola, P. ., Agirrezabala, L. M., Aranburu, A., López Hogue, A., Iriarte, M. ., & Martínez de Rituerto, S. (2004). Extensión del Aptiense-Albiense en la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Geología de España. Soc. Geol. España-IGME, Madrid, Spain*, 340–343.

Garver, J. I., Reiners, P. W., Walker, L. J., Ramage, J. M., & Perry, S. E. (2005). Implications for timing of Andean uplift from thermal resetting of radiation-damaged zircon in the Cordillera Huayhuash, northern Peru. *The Journal of Geology*, 113(2), 117–138.

Garver, John I. (2002). Discussion: "Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage" by Nasdala et al. 2001 (Contributions to Mineralogy and Petrology 141: 125-144). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(6), 756–757.

Garver, John I., & Kamp, P. J. J. (2002). Integration of zircon color and zircon fission-track zonation patterns in orogenic belts: application to the Southern Alps, New Zealand. *Tectonophysics*, 349(1), 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00054-9)

Garver, John I., Brandon, M. T., Roden-Tice, M., & Kamp, P. J. J. (1999). Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 283–304. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.154.01.13>

Garzanti, E., & Vezzoli, G. (2003). A Classification of Metamorphic Grains in Sands Based on their Composition and Grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 830–837. <https://doi.org/10.1306/012203730830>

Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., & Andò, S. (2007). Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. *The Journal of Geology*, 115(3), 315–334. <https://doi.org/10.1086/512755>

Garzanti, E., Andò, S., & Vezzoli, G. (2009). Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3–4), 422–432. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.007>

Garzanti, E., Vermeesch, P., Andò, S., Vezzoli, G., Valagussa, M., Allen, K., et al. (2013). Provenance and recycling of Arabian desert sand. *Earth-Science Reviews*, 120, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.01.005>

Gaspar- Escribano, J. M., Garcia- Castellanos, D., Roca, E., & Cloetingh, S. (2004). Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics*, 23(1).

Gautheron, C., Tassan-Got, L., & Farley, K. (2006). (U-Th)/Ne chronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 520–523.

- Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2010). A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology*, 273(3), 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.023>
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266(3), 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.001>
- Gautheron, ., Tassan-Got, L., Ketcham, R. A., & 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 96, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.08.016>
- Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R. A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., et al. (2013). Chemical influence on α -recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating. *Chemical Geology*, 351, 257–267. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.027>
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazione con il flysch di Monghidoro. Retrieved from <https://www.scienceopen.com/document?vid=674e39f2-2340-4171-9a6e-7792034afb09>
- Gibson, M., Sinclair, H. D., Lynn, G. J., & Stuart, F. M. (2007). Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research*, 19(3), 323–334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x>
- Gleadow, A. J. W., Hurford, A. J., & Quaipe, R. D. (1976). Fission track dating of zircon: Improved etching techniques. *Earth and Planetary Science Letters*, 33(2), 273–276. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90235-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90235-1)
- Golberg, J. M., & Leyreloup, A. F. (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 194–207. <https://doi.org/10.1007/BF00306443>
- Gómez-Gras, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., & Remacha, E. (2016). Provenance constraints on the Tresp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. *Cretaceous Research*, 57, 414–427. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.09.010>
- Gong, Z., Langereis, C. G., & Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay.pdf. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80–93.
- Gong, Z., van Hinsbergen, D. J. J., & Dekkers, M. J. (2009). Diachronous pervasive remagnetization in northern Iberian basins during Cretaceous rotation and extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3), 292–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.039>

- González-Acebrón, L., Arribas, J., Omodeo-Salé, S., Arribas, E., Le Pera, E., Mas, R., et al. (2013). Cyclicity recorded in the provenance sandstones in the sedimentary infill of the Cameros basin (N. Spain). *Boletín Geológico y Minero*, *124*(2), 187–201.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R., Mas, R., & Arribas, J. (2011). Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences*, *100*(8), 1811–1826. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0606-2>
- González-Acebrón, L., Pérez-Garrido, C., Mas, R., Arribas, J., & Götze, J. (2017a). Provenance Signatures Recorded In Transgressive Sandstones of the Upper Cretaceous Iberian Seaway. *Journal of Sedimentary Research*, *87*(2), 152–166. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.4>
- Green, P. F. (1981). “Track-in-track” length measurements in annealed apatites. *Nuclear Tracks*, *5*(1–2), 121–128. [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90034-2](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90034-2)
- Green, P. F. (1985). Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, *58*(1), 1–22. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(85\)90023-5](https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90023-5)
- Green, P. F., & Duddy, I. R. (2006). Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters*, *244*(3), 541–547. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.024>
- Green, P. F., & Durrani, S. A. (1978). A quantitative assessment of geometry factors for use in fission track studies. *Nuclear Track Detection*, *2*(4), 207–213. [https://doi.org/10.1016/0145-224X\(78\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0145-224X(78)90025-X)
- Grobe, R. W., Alvarez-Marrón, J., Glasmacher, U. A., & Menéndez-Duarte, R. (2010). Low-temperature exhumation history of Variscan-age rocks in the western Cantabrian Mountains (NW Spain) recorded by apatite fission-track data. *Tectonophysics*, *489*(1–4), 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.006>
- Gröger, H., Tischler, M., Fügenschuh, B., & Schmid, S. (2013). Thermal history of the Maramure area (Northern Romania) constrained by zircon fission track analysis: Cretaceous metamorphism and Late Cretaceous to Paleocene exhumation. *Geologica Carpathica*, *64*, 383–398. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0026>
- Guimerà, J. (1984). Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, *121*(5), 413–420.
- Guimerà, J., & Álvaro, M. (1990). Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne iberique et la Chaîne cotiere catalane (Espagne). *Bulletin de La Sociéte Géologique de France*, *VI*(2), 339–348. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.2.339>
- Guimerà, J., Alonso, Á., & Mas, J. R. (1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, *88*(1), 433–453. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.088.01.23>

Guimerà, J. (1988). *Estudi estructural de l'Enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada costanera Catalana*. Universitat de Barcelona, Barcelona.

Guimerà, J., Mas, R., & Alonso, Á. (2004). Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society*, 161(2), 291–303. Retrieved from <http://jgs.lyellcollection.org/content/161/2/291.short>

Guiraud, M., & Seguret, M. (1985). A Releasing Solitary Overstep Model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria Strike-Slip Basin (Northern Spain). In *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation* (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Vol. 37).

Gunnell, Y., Calvet, M., Bricchau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., & Zeyen, H. (2009). Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(3–4), 208–218. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004>

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D., Murphy, J. B., et al. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30(5).

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Pastor-Galán, D., Johnston, S. T., Linnemann, U., Hofmann, M., et al. (2015). Significance of detrital zircons in Siluro-Devonian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society*, 172(3), 309–322.

Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(1), 23–37. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00229-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00229-7)

Halliday, A. N., & Mitchell, J. G. (1984). KAr ages of clay-size concentrates from the mineralisation of the Pedroches Batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangaea. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 229–239. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90155-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90155-9)

Hanchar, J. M., & Hoskin, P. W. (Eds.). (2003). *Zircon*. Washington, DC: Mineralogical Society of America.

Hart, N. R., Stockli, D. F., & Hayman, N. W. (2016). Provenance evolution during progressive rifting and hyperextension using bedrock and detrital zircon U-Pb geochronology, Mauléon Basin, western Pyrenees. *Geosphere*, 12(4), 1166–1186. <https://doi.org/10.1130/GES01273.1>

Hasebe, N., Mori, S., Tagami, T., & Matsui, R. (2003). Geological partial annealing zone of zircon fission-track system: additional constrains from the deep drilling MITI-Nishikubiki and MITI-Mishima. *Chemical Geology*, 199(1), 45–52. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00053-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00053-6)

Hay, W. W., & Floegel, S. (2012). New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115(4), 262–272. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.008>

Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science Washington, DC.

Heimhofer, U., Hochuli, P.-A., Burla, S., Oberli, F., Adatte, T., Dinis, J. L., & Weissert, H. (2012). Climate and vegetation history of western Portugal inferred from Albian near-shore deposits (Galé Formation, Lusitanian Basin). *Geological Magazine*, *149*(06), 1046–1064. <https://doi.org/10.1017/S0016756812000118>

Heller, P. L., Tabor, R. W., O'neil, J. R., Pevear, D. R., Shafiqullah, M., & Winslow, N. S. (1992). Isotopic provenance of Paleogene sandstones from the accretionary core of the Olympic Mountains, Washington. *GSA Bulletin*, *104*(2), 140–153. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0140:IPOPSF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0140:IPOPSF>2.3.CO;2)

Henderson, B. J., Collins, W. J., Murphy, J. B., Gutierrez-Alonso, G., & Hand, M. (2016). Gondwanan basement terranes of the Variscan–Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes. *Tectonophysics*, *681*, 278–304.

Hendriks, B. W. H., & Redfield, T. F. (2005). Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1), 443–458. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.027>

Herman, F., Braun, J., Senden, T. J., & Dunlap, W. J. (2007). (U–Th)/He thermochronometry: Mapping 3D geometry using micro-X-ray tomography and solving the associated production–diffusion equation. *Chemical Geology*, *242*(1), 126–136. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.03.009>

Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D., & Ehlers, T. A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, *504*(7480), 423–426. <https://doi.org/10.1038/nature12877>

Hogan, P. J., & Burbank, D. W. (1996). E14 Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, *6*, 153.

Horikx, M., Huck, S., Adatte, T., & Heimhofer, U. (2017). Vegetation dynamics, angiosperm radiation and climatic changes in the Lusitanian Basin (Portugal) during Albian times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *465*, 30–41. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.10.011>

Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, *32*(3), 440–450. <https://doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Hurfurd, A. J. (1990). Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, *80*(2), 171–178. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90025-8](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90025-8)

- Hurford, A. J., & Green, P. F. (1983). The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41, 285–317. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0009254183800266>
- Hurford, A. J., & Watkins, R. T. (1987). Fission-track age of the tuffs of the Buluk member, Bakate formation, Northern Kenya: A suitable fission-track age standard. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 66(3), 209–216. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90042-X](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90042-X)
- Huyghe, D., Castelltort, S., Mouthereau, F., Serra-Kiel, J., Filleaudeau, P.-Y., Emmanuel, L., et al. (2012). Large scale facies change in the middle Eocene South-Pyrenean foreland basin: The role of tectonics and prelude to Cenozoic ice-ages. *Sedimentary Geology*, 253, 25–46.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Sébilo, M., Vacherat, A., Ségalen, L., Richard, P., et al. (2018). Impact of topography, climate and moisture sources on isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ & δD) of rivers in the Pyrenees: Implications for topographic reconstructions in small orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 484, 370–384. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.035>
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103–116. <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- J. Juez-Larre, & Andriessen, P. A. M. (2002). Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349, 113–129.
- Jackson, J. A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283(5745), 343–346. <https://doi.org/10.1038/283343a0>
- 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: Extreme crustal thinning in the Pyrenees. *Tectonics*, 28(4). <https://doi.org/10.1029/2008TC002406>
- Jammes, S., Tiberi, C., & Manatschal, G. (2010). 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489(1–4), 210–226. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.023>
- Janowski, M., Loget, N., Gautheron, C., Barbarand, J., Bellahsen, N., Driessche, J. V. D., et al. (2017). Neogene exhumation and relief evolution in the eastern Betics (SE Spain): Insights from the Sierra de Gador. *Terra Nova*, 29(2), 91–97. <https://doi.org/10.1111/ter.12252>
- Johnsson, M. J. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments. In *Geological Society of America Special Papers* (Vol. 284, pp. 1–20). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>
- Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa- Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095–1106.

- Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J., & Leroy, S. (2015). Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics*, *34*(4), 662–679. <https://doi.org/10.1002/2014TC003570>
- 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): Propagation of the south pyrenean prism. *Tectonics*, *26*(5), <https://doi.org/10.1029/2006TC002080>
- Jones, M. A., Heller, P. L., Roca, E., Garcés, M., & Cabrera, L. (2004). Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, *16*(4), 489–506. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00244.x>
- Jourdan, S., Bernet, M., Hardwick, E., Paquette, J.-L., Tricart, P., Senebier, F., & Coeur, F. (2018). Geo-thermochronology of the Saint Antonin basin, south-eastern France. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, *189*(3), 12. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018013>
- Juez-Larré, J., & Andriessen, P. A. M. (2002). Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, *349*(1), 113–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00049-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00049-5)
- Juez-Larré, J., & Andriessen, P. A. M. (2006a). Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U–Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, *243*(1–2), 159–180. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.026>
- Juez-Larré, J., & Ter Voorde, M. (2009). Thermal impact of the break-up of Pangea on the Iberian Peninsula, assessed by thermochronological dating and numerical modelling. *Tectonophysics*, *474*(1–2), 200–213. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.024>
- Jurado, M. J., & Riba, O. (1996). El7 The Rioja Area (westernmost Ebro basin): a ramp valley with neighbouring piggybacks. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, *7*, 173.
- Ketcham, R., Carter, A., A. Donelick, R., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, *92*, 799–810. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- Ketcham, R. A. (2005). Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *58*(1), 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *75*(24), 7779–7791. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.011>
- Kullberg, J. C., da Rocha, R. B., Soares, A. F., Duarte, L. V., & Marques, J. F. (2014). Palaeogeographical Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) During the Jurassic. Part I:

The Tectonic Constraints and Sedimentary Response. In R. Rocha, J. Pais, J. C. Kullberg, & S. Finney (Eds.), *STRATI 2013* (pp. 665–672). Springer International Publishing.

Labails, C. (2007). *La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central*. Université de Bretagne Occidentale.

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., & Roest, W. R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3), 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., & Teixell, A. (2016). Exhumation sequence of the basement thrust units in the west-central Pyrenees. Constraints from apatite fission track analysis. *Geogaceta*, 60, 11–14. Retrieved from <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-01425009>

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., & 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(5), 1280–1313. <https://doi.org/10.1002/2016TC004192>

Lagabrielle, Y., & 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(1), 11–21. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x>

Lagabrielle, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010a). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies: PYRENEAN LHERZOLITES, GRAVITY TECTONICS. *Tectonics*, 29(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>

Lagabrielle, Y., Labaume, P., & de Saint Blanquat, M. (2010b). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies: Pyrenean lherzolites, gravity tectonics. *Tectonics*, 29(4). <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>

Lago, M., Arranz, E., Gil, A., Pocovi, A., & Vera, J. A. (2004). Magmatismo asociado. *Geología de España. SGE-IGME, Madrid*, 522–525.

Lago, Marceliano, Arranz, E., Pocoví Juan, A., Martínez González, R. M., Gil Imaz, A., Valenzuela Ríos, J. I., & García Bellés, J. (1996). Contribución de los magmatismos presentes en la Comunidad Autónoma de Aragón al Patrimonio Geológico.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments. *Terra Nova*, 22(5), 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>

- Lamotte, D. F. de, Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., & Clarens, P. de. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, *34*(5), 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>
- Lanaja, J. M. (1987). *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. IGME.
- Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O. (2014). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *167*(2). <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0968-8>
- Lavier, L. L., & Manatschal, G. (2006). A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature*, *440*(7082), 324.
- Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin Le système orogénique tello-rifain (Maroc, Algérie, Tunisie) et le problème de l'héritage structural sur la marge sud téthysienne. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *189*(2). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>
- López, J. M. G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C., & Oliete, A. Y. (2005). Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, *214*(1–2), 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.08.024>
- Lopez-Sanchez, M. A., Iriondo, A., Marcos, A., & MartíNez, F. J. (2015). A U–Pb zircon age (479 ± 5 Ma) from the uppermost layers of the Ollo de Sapo Formation near Viveiro (NW Spain): implications for the duration of rifting-related Cambro-Ordovician volcanism in Iberia. *Geological Magazine*, *152*(02), 341–350. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000272>
- Ludwig, K. R. (2003). User's manual for IsoPlot 3.0. *A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*, 71. Retrieved from <https://ci.nii.ac.jp/naid/10030023217/>
- Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A. B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., & Pinet, B. (1992). Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, *203*(1–4), 57–75.
- Malusà, M. G., & Fitzgerald, P. G. (2018). Application of Thermochronology to Geologic Problems: Bedrock and Detrital Approaches. In M. G. Malusà & P. G. Fitzgerald (Eds.), *Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology* (pp. 191–209). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_10
- Malusà, M. G., Carter, A., Limoncelli, M., Villa, I. M., & Garzanti, E. (2013). Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry. *Chemical Geology*, *359*, 90–107. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.09.016>

- Malusà, M. G., Resentini, A., & Garzanti, E. (2016). Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology. *Gondwana Research*, *31*, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.09.002>
- Manatschal, G. (2004). New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *International Journal of Earth Sciences*, *93*(3), 432–466.
- Manatschal, G., & Müntener, O. (2009). A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, *473*(1–2), 4–19.
- Mange, M. A., & Maurer, H. (2012). *Heavy minerals in colour*. Springer Science & Business Media.
- Mantilla Figueroa, L. C., Casquet, C., & Mas, J. R. (1998). Los paleofluidos en el grupo Oncala, cuenca de Cameros (La Rioja, España): datos de inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y SEM. *Geogaceta*, *24*, 207–210. Retrieved from <http://rabida.uhu.es/dspace/bitstream/handle/10272/10321/Los-paleofluidos.pdf?sequence=2>
- Mantilla Figueroa, L. C., Galindo, C., Mas, R., & Casquet, C. (2002). El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubía*, *14*, 143–154.
- Marfil, R., Bonhomme, M. G., De la Peña, J. A., Do Santos, R. P., & Sell, I. (1996). La edad de las ilitas en areniscas pérmicas y triásicas de la Cordillera Ibérica mediante el método K/Ar: Implicaciones en la historia diagenética y evolución de la cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, *20*, 61–84. Retrieved from <http://revistas.ucm.es/index.php/CGIB/article/viewFile/CGIB9696120061A/2538>
- Margalef, A., Castiñeiras, P., Casas, J. M., Navidad, M., Liesa, M., Linnemann, U., et al. (2016). Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. *Tectonophysics*, *681*, 124–134.
- Marr, J. G., Swenson, J. B., Paola, C., & Voller, V. R. (2000). A two-diffusion model of fluvial stratigraphy in closed depositional basins. *Basin Research*, *12*(3–4), 381–398. Retrieved from <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=62531>
- Martínez, F. J., Dietsch, C., Aleinikoff, J., Cirés, J., Arboleya, M. L., Reche, J., & Gómez-Gras, D. (2016). Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *GSA Bulletin*, *128*(5–6), 842–859. <https://doi.org/10.1130/B31316.1>
- Martínez-González, R. M., Lago San José, M., Valenzuela Ríos, J. I., Vaquer Navarro, R., & Salas, R. (1996a). El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: Composición y estructura. *Geogaceta*, *20*(7), 1687–1690.
- Martínez-González, R. M., Lago San José, M., Valenzuela Ríos, J. I., Vaquer Navarro, R., Salas, R., & Salas, R. (1997). El volcanismo triásico y jurásico del Sector SE de la Cadena

Ibérica y su relación con los estadios de rift mesozoicos. *Boletín geológico y minero*, 108(4), 39–48.

Marzoli, A., Renne, P., Piccirillo, E., Ernesto, M., Bellieni, G., & De Min, A. (1999). Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616–618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>

Mas, J. R., Alonso, A., & Guimera, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca fini jurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 6(3–4), 129–144.

Mas, J. R., Moreno, B., Isabel, M., Arribas Moco-roa, J., Alonso Millán, Á., Arribas Moco-roa, M. E., et al. (2011). Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). *Geo-Guías*.

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., & Flament, J.-M. (2014). The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*, 103(6), 1569–1596. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1023-8>

Mata, M. P., Casas, A. M., Canals, A., Gil, A., & Pocovi, A. (2001). Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*, 13(1), 91–111.

Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13(2), 122–128. Retrieved from <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x/full>

Matte, Philippe. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329–374.

Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Mueller, R. D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226–250.

Mauffret, A., Maldonado, A., & Campillo, A. C. (1992). Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian basins, western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 12(2–3), 104–110.

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. *International Journal of Earth Sciences*, 97(3), 565–584. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0179-x>

Maurel, Olivier, Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., & Brunel, M. (2004). U/Pb emplacement and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1091–1098. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.005>

- McDowell, F. W., & Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico. *GSA Bulletin*, 88(10), 1479–1487. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1479:TOMVIT>2.0.CO;2)
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25–32.
- Meigs, A. J. (1997). Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, 19(3–4), 481–502.
- Melick, J., Cavanna, G., Benevelli, G., Tinterri, R., & Mutti, E. (2004). The Lutetian Ainsa Sequence: an example of a small turbidite system deposited in a tectonically controlled basin. *Search and Discovery Article*, 50007.
- Mendes, M. M., Dinis, J., Esteban, L. G., de Palacios, P., Fernández, F. G., & Pais, J. (2014). Early Cretaceous woods of Figueira da Foz Formation in western Portugal: Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and palaeobiogeographic insights. *Cretaceous Research*, 51, 112–120. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.06.004>
- Metcalf, J. R., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L., & Muñoz, J.-A. (2009). Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3), 488–503. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036>
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P. J. C., Roberti, K. J., & Hartevelt, J. J. A. (1968). Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41(1), 221–228.
- Michael, N. A., Carter, A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2014). Erosion rates in the source region of an ancient sediment routing system: comparison of depositional volumes with thermochronometric estimates. *Journal of the Geological Society*, 171(3), 401–412. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-108>
- Millán, H., Aurell, M., & Meléndez, A. (1994). Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. *Sedimentology*, 41(5), 1001–1024.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., & Hauptert, I. (2014). The role of rift- inherited hyper- extension in Alpine- type orogens. *Terra Nova*, 26(5), 347–353.
- Montadert, L., Roberts, D., & others, 13. (1979). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Vol. Vol. 48). Washington: US Government printing office.
- Montes, A. D., Catalán, J. M., & Mulas, F. B. (2010). Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17(2), 363–376.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R. (1986). K-Ar Study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian

Peninsula. *Tectonophysics*, 129(1–4), 257–273. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90255-6)

Morris, R. G., Sinclair, H. D., & Yelland, A. J. (1998). Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10(1), 69–85. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x>

Moucha, R., & Forte, A. M. (2011). Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience*, 4(10), 707.

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

Mouthereau, F., Watts, A. B., & Burov, E. (2013). Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature Geoscience*, 6(9), 785–789. <https://doi.org/10.1038/ngeo1902>

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., et al. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12), 2014TC003663. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>

Muñoz, A., Pardo, G., & Morales, J. V. (1992). Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde norte de la Sierra de Cameros.(La Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 27(1), 3–14.

Muñoz, J. (1992). *Análisis tectosedimentario del terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro:(Comunidad de la Rioja)*. Gobierno de La Rioja, Instituto de Estudios Riojanos.

Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In *Thrust tectonics* (pp. 235–246). Springer.

Muñoz-Jiménez, A., & Casas-Sainz, A. M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65–85.

Murillas, J., Mougnot, D., Boulot, G., Comas, M. ., Banda, E., & Mauffret, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184(3–4), 297–319. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90445-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90445-E)

Mutti, E. (1977). Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24(1), 107–131.

Naeser, C. W., Zeitler, P., Cerveny, P., & F. Cerveny, P. (1987). Provenance studies by fission track dating—etching and counting procedures. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 13, 121–126. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/1359-0189(87)90022-7)

- Nirrengarten, Manatschal G., Tugend J., Kuszniir N., & Sauter D. (2018). Kinematic Evolution of the Southern North Atlantic: Implications for the Formation of Hyperextended Rift Systems. *Tectonics*, 37(1), 89–118. <https://doi.org/10.1002/2017TC004495>
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N. J., & Sauter, D. (2017). Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, 29(1), 20–28. <https://doi.org/10.1111/ter.12240>
- Nomade, S., Knight, K. B., Beutel, E., Renne, P. R., Verati, C., Féraud, G., et al. (2007). Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1–4), 326–344.
- Ochoa, M., Arribas, J., Mas, R., & Goldstein, R. H. (2007). Destruction of a fluvial reservoir by hydrothermal activity (Camerós Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, 202(1), 158–173. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.017>
- Ochoa, M., Arribas, M. E., Arribas, J., & Mas, R. (2007). Significance of geochemical signatures on provenance in intracratonic rift basins: Examples from the Iberian plate. *Special Paper 420: Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, 420, 199–219. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(13\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(13))
- Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Garcés, M., Arenas, C., Soto, R., Pueyo, E. L., & Pardo, G. (2015). New magnetostratigraphic dating of the Palaeogene syntectonic sediments of the west-central Pyrenees: tectonostratigraphic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 425, SP425.5. <https://doi.org/10.1144/SP425.5>
- Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque Ibérique. *Elf Explo.*
- Omodeo Salè, S., Guimerà, J., Mas, R., & Arribas, J. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Camerós Basin (north of Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 103(6), 1597–1620. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1026-5>
- Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimerà, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., et al. (2017). Subsidence and thermal history of an inverted Late Jurassic–Early Cretaceous extensional basin (Camerós, North-central Spain) affected by very low- to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29, 156–174. <https://doi.org/10.1111/bre.12142>
- Orejana, D., Merino Martínez, E., Villaseca, C., & Andersen, T. (2015). Ediacaran–Cambrian paleogeography and geodynamic setting of the Central Iberian Zone: Constraints from coupled U–Pb–Hf isotopes of detrital zircons. *Precambrian Research*, 261, 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.009>
- Ortí, F., & Vaquer, R. (1980). Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural. *Acta Geológica Hispánica*, 15(5), 127–130.
- Ortí, F., Pérez-López, A., & Salvany, J. M. (2017). Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution

during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 471, 157–180. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.025>

Palanques, A., & Guillén, J. (1998). Coastal changes in the Ebro delta: Natural and human factors. *Journal of Coastal Conservation*, 4(1), 17–26. <https://doi.org/10.1007/BF02806485>

Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C., & Orsini, J.-B. (2003). Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, 198(1–2), 1–20.

Pardo, G. (1979). Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense. *Unpublished Doctoral Esis, Universidad de Zaragoza, Spain*.

Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., et al. (2004). La cuenca del Ebro. *Geología de España*, 533–543.

Pascual, F. J. R., Arenas, R., Catalán, J. R. M., Fernández, L. R. R., & Wijbrans, J. R. (2013). Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, 587, 207–221.

Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Hofmann, M., & Linnemann, U. (2013). Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research*, 23(3), 1089–1103. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.015>

Peacock, D. C. P., Nixon, C. W., Rotevatn, A., Sanderson, D. J., & Zuluaga, L. F. (2017). Interacting faults. *Journal of Structural Geology*, 97, 1–22.

Pechlivanidou, S., Cowie, P. A., Hannisdal, B., Whittaker, A. C., Gawthorpe, R. L., Pennos, C., & Riiser, O. S. (2018). Source-to-sink analysis in an active extensional setting: Holocene erosion and deposition in the Sperchios rift, central Greece. *Basin Research*, 30(3), 522–543. <https://doi.org/10.1111/bre.12263>

Pedrera, A., García-Senz, J., Ayala, C., Ruiz-Constán, A., Rodríguez-Fernández, L. R., Robador, A., & González Menéndez, L. (2017). Reconstruction of the Exhumed Mantle Across the North Iberian Margin by Crustal-Scale 3-D Gravity Inversion and Geological Cross Section: Mantle Along the Basque-Cantabrian Basin. *Tectonics*, 36(12), 3155–3177. <https://doi.org/10.1002/2017TC004716>

Pellen, R. (2016). *Géodynamique et impact de la crise d'érosion et de salinité Messinienne sur les transferts sédimentaires (bassin de Valence, bassin Adriatique)*. Brest.

Pera, E. L., Arribas, J., Critelli, S., & Tortosa, A. (2001). The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology*, 48(2), 357–378. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00368.x>

- Pereira, A., Carter, A., Hurford, A. J., Neves, L., & Godinho, M. M. (1998). Evidence for the unroofing history of Hercynian granitoids in central Portugal derived from late Palaeozoic and Mesozoic sedimentary zircons. In *Advances in Fission-Track Geochronology* (pp. 173–186). Springer.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Johnston, S. T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J. B., Linnemann, U., et al. (2012). The missing Rheic Ocean magmatic arcs: Provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3), 882–891. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.010>
- Pereira, M. F., Ribeiro, C., Gama, C., Drost, K., Chichorro, M., Vilallonga, F., et al. (2017). Provenance of upper Triassic sandstone, southwest Iberia (Alentejo and Algarve basins): tracing variability in the sources. *International Journal of Earth Sciences*, 106(1), 43–57. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1295-2>
- Pereira, M. Francisco. (2015). Potential sources of Ediacaran strata of Iberia: a review. *Geodinamica Acta*, 27(1), 1–14. <https://doi.org/10.1080/09853111.2014.957505>
- Pereira, M. Francisco, Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J. B., Fernández, C., Díaz-azpíroz, M., et al. (2009). Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 215–237.
- Pereira, M.F., Gama, C., Chichorro, M., Silva, J. B., Gutiérrez-Alonso, G., Hofmann, M., et al. (2016). Evidence for multi-cycle sedimentation and provenance constraints from detrital zircon U–Pb ages: Triassic strata of the Lusitanian basin (western Iberia). *Tectonophysics*, 681, 318–331. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.011>
- Pereira, R., Alves, T. M., & Cartwright, J. (2011). Post-rift compression on the SW Iberian margin (eastern North Atlantic): a case for prolonged inversion in the ocean–continent transition zone. *Journal of the Geological Society*, 168(6), 1249–1263. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-151>
- Pérez- Gussinyé, M., & Reston, T. J. (2001). Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: onset of serpentinization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 3961–3975.
- Pérez-Gussinyé, M., & Watts, A. B. (2005). The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436(7049), 381.
- Pérez-Rivarés, F. J., Tirapu, G. M. P., Abad, M. C. A., & Crespo, M. G. (2004). Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta: An International Earth Science Journal*, 2(3), 221–234.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., & Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history: Iberia-Newfoundland Breakup History. *Tectonics*, 26(2), <https://doi.org/10.1029/2006TC001970>

- Peyrot, D., Rodríguez-López, J. P., Lassaletta, L., Meléndez, N., & Barrón, E. (2007). Contributions to the palaeoenvironmental knowledge of the Escucha Formation in the Lower Cretaceous Oliete Sub-basin, Teruel, Spain. *Comptes Rendus Palevol*, 6(6–7), 469–481. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2007.09.014>
- Pickering, K. T., & Corregidor, J. (2005). Mass transport complexes and tectonic control on confined basin-floor submarine fans, Middle Eocene, south Spanish Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 244(1), 51–74.
- Pidgeon, R. T., O’Neil, J. R., & Silver, L. T. (1966). Uranium and Lead Isotopic Stability in a Metamict Zircon under Experimental Hydrothermal Conditions. *Science*, 154(3756), 1538–1540. <https://doi.org/10.1126/science.154.3756.1538>
- Plas, L. van der, & Tobi, A. C. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263(1), 87–90. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87>
- Pollack, H. N. (1986). Cratonization and thermal evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(1–2), 175–182.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., & Flannery, B. P. (1992). *Numerical Recipes in FORTRAN* (Second Edition). New York: Cambridge University Press.
- Puigdefàbregas, C., & Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1), 173–203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9)
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., & Vergés, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In *Thrust Tectonics* (pp. 247–254). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_22
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J. C., & Hernández, J. M. (2004). El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. *Geología de España. Madrid: IGME*, 288–291.
- Querol, X. (1990). Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm. Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos. *Unpublished PhD Thesis, University of Barcelona, Spain*, 509.
- Querol, X., Salas, R., Pardo, G., & Ardevol, L. (1992). Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain. *Controls on the Distribution and Quality of Cretaceous Coals*, 267, 193–208.
- Quijada, I. E., Suárez González, P., Benito Moreno, M. I., Mas Mayoral, J. R., Alonso Millán, Á., Suárez González, P., et al. (2010). Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geogaceta*, 49, 15–18. Retrieved from http://www.sociedadgeologica.es/publicaciones_geogaceta.html
- Quintana, L., Pulgar, J. A., & Alonso, J. L. (2015). Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, 663(Supplement C), 378–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.046>

- Rahl, J. M., Haines, S. H., & van der Pluijm, B. A. (2011). Links between orogenic wedge deformation and erosional exhumation: Evidence from illite age analysis of fault rock and detrital thermochronology of syn-tectonic conglomerates in the Spanish Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, *307*(1), 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.036>
- Rahn, M. K., Brandon, M. T., Batt, G. E., & Garver, J. I. (2004). A zero-damage model for fission-track annealing in zircon. *American Mineralogist*, *89*(4), 473–484. <https://doi.org/10.2138/am-2004-0401>
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., & Vejbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, *300*(1–4), 199–225. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00241-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00241-8)
- Rat, P. (1988). The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates some facts but still many problems. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, (1).
- Rat, P. (1964). Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne. *Geologische Rundschau*, *53*(1), 205–220. <https://doi.org/10.1007/BF02040747>
- Reiners, P. W., & Brandon, M. T. (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *34*, 419–466.
- Remacha, E., & Fernández, L. P. (2003). High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, *20*(6–8), 711–726.
- Riba, O., & Jurado, M. J. (1992). Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, *27*(1), 177–193.
- Ricou, L.-E. (1994). Tethys reconstructed : plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, *7*(4), 169–218. <https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266>
- Roberts, M. P., Pin, C., Clemens, J. D., & Paquette, J.-L. (2000). Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, *41*(6), 809–844. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.809>
- Roca, E., Guimerà, J., & Salas, R. (1994). Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine*, *131*(2), 155–168. <https://doi.org/10.1017/S0016756800010694>
- Roca, Eduard, & Guimerà, J. (1992a). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, *203*(1–4), 203–218. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90224-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90224-T)
- Roca, Eduard, Sans, M., Cabrera, L., & Marzo, M. (1999). Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, *315*(1–4), 209–229.

- Rodríguez- López, J. P., Boer, P. L. D., Meléndez, N., Soria, A. R., & Pardo, G. (2006). Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits: a key for the recognition of coastal ergs in the mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain. *Terra Nova*, 18(5), 314–320. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00695.x>
- Rodríguez- López, Juan Pedro, Meléndez, N., Boer, P. L. D., & Soria, A. R. (2008). Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55(5), 1253–1292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00945.x>
- Rodríguez- López, Juan Pedro, Meléndez, N., Boer, P. L. D., & Soria, A. R. (2010). The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology*, 57(5), 1315–1356. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01147.x>
- Roger, F., & Matte, P. (2005). Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). *International Journal of Earth Sciences*, 94(2), 173–179.
- Romans, B. W., Castelltort, S., Covault, J. A., Fildani, A., & Walsh, J. P. (2016). Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. *Earth-Science Reviews*, 153, 7–29. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.012>
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1–2), 117–129.
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C. M., & Ternet, Y. (2003). Datation U–Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias–Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits «infra-liasiques» nord-pyrénéens. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(15), 1071–1080.
- Rouby, D., Bonnet, S., Guillocheau, F., Gallagher, K., Robin, C., Biancotto, F., et al. (2009). Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150My: An evaluation from sedimentation/denudation balance. *Marine and Petroleum Geology*, 26(6), 782–794. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.08.004>
- Rouby, D., Braun, J., Robin, C., Dauteuil, O., & Deschamps, F. (2013). Long-term stratigraphic evolution of Atlantic-type passive margins: A numerical approach of interactions between surface processes, flexural isostasy and 3D thermal subsidence. *Tectonophysics*, 604, 83–103.
- Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., & Bader, A.-G. (2016). Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 224–235. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.005>
- Roure, F., & Choukroune, P. (1998). Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mémoires de La Société Géologique de France*, 173, 37–52.

- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., et al. (1989). Ecore deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41–50. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00041>
- Royden, L. H. (1993). The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4487–4507.
- Rubio-Ordóñez, A., VALVERDE-VAQUERO, P., Corretgé, L. G., CUESTA-FERNÁNDEZ, A., Gallastegui, G., Fernández-González, M., & Gerdes, A. (2012). An Early Ordovician tonalitic–granodioritic belt along the Schistose-Greywacke domain of the Central Iberian zone (Iberian Massif, Variscan belt). *Geological Magazine*, 149(5), 927–939.
- 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: Exhumation of the southern Pyrenees. *Tectonics*, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/tect.20030>
- Rutherford, E. (1905). Present problems in radioactivity. *Popular Science Monthly*, 1–34.
- Sahabi, M., Aslanian, D., & Olivet, J.-L. (2004). Un nouveau point de départ pour l’histoire de l’Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(12), 1041–1052.
- de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand’Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., et al. (2016). Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 268–278. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.003>
- Salas, J., Caja, M. A., Mas, R., Martín-Martín, J. D., Mas, R., & Permanyer, A. (2005). Mid-Late Cretaceous volcanism, metamorphism and the regional thermal event affecting the Northeastern Iberian basins (Spain). In *Global Events during the Quiet Aptian-Turonian Superchron* (pp. 55–58).
- Salas, R., Martín-Closas, C., & Querol, X. G. (1995). Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga-Penyagolosa durante el Cretácico inferior. *El Cretácico Inferior Del Nordeste de Iberia*, 13–94.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., & Alonso, Á. (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian rift system and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). *Memoires Du Museum National d’Histoire Naturelle*, 186, 145–186.
- Salas, Rafael. (1989). Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 121–157.
- Salas, Ramon, & Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228(1), 33–55. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90213-4)
- Salas, Ramon, Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., & Alonso, A. (2001). Evolution of the Mesozoic central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6, 145–185.

- Sánchez Martínez, S., De la Horra, R., Arenas, R., Gerdes, A., Galán-Abellán, A. B., López-Gómez, J., et al. (2012). U-Pb Ages of Detrital Zircons from the Permo-Triassic Series of the Iberian Ranges: A Record of Variable Provenance during Rift Propagation. *The Journal of Geology*, *120*(2), 135–154. <https://doi.org/10.1086/663983>
- Sánchez, V., Cardellach, E., Corbella, M., Vindel, E., Martín-Crespo, T., & Boyce, A. J. (2010). Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data. *Ore Geology Reviews*, *37*(2), 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.12.001>
- Schärer, U., Kornprobst, J., Beslier, M.-O., Boillot, G., & Girardeau, J. (1995). Gabbro and related rock emplacement beneath rifting continental crust: UPb geochronological and geochemical constraints for the Galicia passive margin (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, *130*(1–4), 187–200.
- Schettino, A., & Turco, E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Bulletin*, *123*(1–2), 89–105.
- Schoene, B. (2014). U–Th–Pb Geochronology. In *Treatise on Geochemistry* (pp. 341–378). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- Schuiling, R. D., Scholten, M. J., Meijer, R. J. de, & Riezebos, H. J. (1985). Grain size distribution of different minerals in a sediment as a function of their specific density. *Geologie En Mijnbouw*, *64*(2), 199–203.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system* (Vol. 338). Wiley New York.
- Seillé, H., Salas, R., Pous, J., Guimera, J., Gallart, J., Torne, M., et al. (2015). Crustal structure of an intraplate thrust belt: The Iberian Chain revealed by wide-angle seismic, magnetotelluric soundings and gravity data. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.027>
- Şengör, A. M. C. (1990). A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, *49*(1), 797–831. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.049.01.49>
- Serrano, E., San José, J. J., & Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, *74*(1), 285–296. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.014>
- Shaw, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., & Galán, D. P. (2014). Provenance variability along the Early Ordovician north Gondwana margin: Paleogeographic and tectonic implications of U-Pb detrital zircon ages from the Armorican Quartzite of the Iberian Variscan belt. *Geological Society of America Bulletin*, *126*(5–6), 702–719. <https://doi.org/10.1130/B30935.1>
- Shaw, J., Johnston, S. T., Gutiérrez-Alonso, G., & Weil, A. B. (2012). Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: Paleocurrent analysis and paleogeographic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, *329–330*, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.014>

- Sibuet, J.-C., & Collette, B. J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, *19*(5), 522–525.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S. P., & Spakman, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B8).
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S., & Manatschal, G. (2007). Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(B6), B06105. <https://doi.org/10.1029/2005JB003856>
- Silver, L. T., & Deutsch, S. (1963). Uranium-Lead Isotopic Variations in Zircons: A Case Study. *The Journal of Geology*, *71*(6), 721–758. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/30062222>
- Simón-Gómez, J. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, *11*(3), 285–294.
- Sinclair, H. D. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, *305*(5), 369–406. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369>
- Solé, J., Delaloye, M., & Enrique, P. (1998). K-Ar ages in biotites and K-feldspars from the Catalan Coastal Batholith: Evidence of a post-Hercynian overprinting. *Eclogae Geologicae Helveticae*, *91*, 139–148.
- Sopeña, A., Gutiérrez-Marco, J. C., Sánchez-Moya, Y., Gómez, J. J., Mas, R., García, A., & Lago, M. (2004). Cordillera Ibérica y Costero Catalana. *Geología de España. SGE-IGME, Madrid*, 465–527.
- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-C., et al. (1985). Le groupe du Flysch noir (albo-cénomanién) dans les Pyrénées. *Bull Cent. Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine Pau*, *9*, 183–252.
- Spiegel, C., Kohn, B., Belton, D., Berner, Z., & Gleadow, A. (2009). Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation. *Earth and Planetary Science Letters*, *285*(1), 105–114. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.045>
- Srivastava, S. P., Sibuet, J.-C., Cande, S., Roest, W. R., & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, *182*(1), 61–76.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, *196*(1), 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stapel, G. (1999). The nature of Isostasy in West Iberia and its bearing on Mesozoic and Cenozoic regional tectonics.

- Stephan, T., Kroner, U., & Romer, R. L. (2018). The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust. *Geological Magazine*, 1–27. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000031>
- Stockli, D. F. (2005). Application of Low-Temperature Thermochronometry to Extensional Tectonic Settings. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 411–448. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.16>
- Suárez González, P., Quijada, I. E., Mas, J. R., & Benito, M. I. (2010). Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros. *Geogaceta*, (49), 7–10.
- Suárez-González, P., Benito, M. I., Mas, J. R., Quijada, I. E., & Campos-Soto, S. (2016). Influencia del Keuper y de la estructuración tardivarisca en la arquitectura de las unidades sin-extensionales del borde norte de la Cuenca de Cameros. *Geo-Temas*, 16, 185–188.
- Sykes, L. R. (1978). Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics*, 16(4), 621–688. <https://doi.org/10.1029/RG016i004p00621>
- Tagami, T. (2005). Zircon Fission-Track Thermochronology and Applications to Fault Studies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 95–122. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.4>
- Tagami, T., Galbraith, R. F., Yamada, R., & Laslett, G. M. (1998). Revised Annealing Kinetics of Fission Tracks in Zircon and Geological Implications. In *Advances in Fission-Track Geochronology* (pp. 99–112). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9133-1_8
- Tagami, Takahiro, Carter, A., & Hurford, A. J. (1996). Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. *Chemical Geology*, 130(1), 147–157. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00016-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00016-2)
- Talavera, C., Montero, P., Martínez Poyatos, D., & Williams, I. S. (2012). Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist–Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U–Pb geochronology. *Gondwana Research*, 22(3), 928–942. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.03.008>
- Talavera, C., Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F., & Whitehouse, M. (2013). U–Pb Zircon geochronology of the Cambro-Ordovician metagranites and metavolcanic rocks of central and NW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 102(1), 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0788-x>
- Ternois, S., Vacherat, A., Pik, R., Ford, M., & Tibari, B. (2017). Zircon (U-Th)/He evidence for pre-Eocene orogenic exhumation of eastern North Pyrenean massifs, France (Vol. 19, p. 17649). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/2017EGUGA..1917649T>

- Thinon, I., Réhault, J.-P., & Fidalgo González, L. (2002). La couverture sédimentaire syn-rift de la marge nord Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne) à partir de nouvelles données de sismique-réflexion, (6), 515–522.
- Thomson, K. D., Stockli, D. F., Clark, J. D., Puigdefàbregas, C., & Fildani, A. (2017). Detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) double-dating constraints on provenance and foreland basin evolution of the Ainsa Basin, south-central Pyrenees, Spain. *Tectonics*, 36(7), 1352–1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004504>
- Tinker, J., de Wit, M., & Brown, R. (2008). Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa. *Tectonophysics*, 455(1–4), 94–103.
- Tischer, G. (1966). El delta Wealdico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, 81, 53–78.
- Tritlla, J., & Solé, J. (1999). A newly dated Cretaceous hydrothermal event in the Iberian Ranges (Eastern Spain) and its significance within the Mesozoic thermal history in the Iberian Peninsula. *Ore Geology Reviews*, 15(4), 243–259. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(99\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00009-8)
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J.-C. (2007). Breakup of the Newfoundland Iberia rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 282(1), 9–46. <https://doi.org/10.1144/SP282.2>
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N. J., Masini, E., Mohn, G., & Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 1239–1276. <https://doi.org/10.1002/2014TC003529>
- Tugend, J., Manatschal, G., & Kusznir, N. J. (2015). Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43(1), 15–18. <https://doi.org/10.1130/G36072.1>
- Ubide, T., Wijbrans, J. R., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., & Larrea, P. (2014). Age of the Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: Implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 2013TC003511. <https://doi.org/10.1002/2013TC003511>
- Ureta, S. (1985). *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonitina) del Aalenense en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica*. Universitat de Madrid.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., et al. (2011). New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23(2), 123–145.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., et al. (2014a). Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 296–306. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014>

- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., et al. (2016). Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees: Cooling history of the northern Pyrenees. *Tectonics*, 35(4), 907–933. <https://doi.org/10.1002/2015TC004016>
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., et al. (2017). Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Reviews*, 172(Supplement C), 43–74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.004>
- Vacherat, A., Bonnet, S., & Mouthereau, F. (2018). Drainage reorganization and divide migration induced by the excavation of the Ebro basin (NE Spain). *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 369–387. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-369-2018>
- Valverde- Vaquero, P., & Dunning, G. R. (2000). New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 15–26.
- Valverde-Vaquero, P., Vallaure, A. M., Arquer, P. F., & Suárez, G. M. G. (2005). U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose domain of the Galicia-Trás-os-Montes zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, 3(1), 27.
- Van Achterbergh E, Ryan CG, Jackson SE, Griffin WL (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. Laser-Ablation-ICPMS in the earth sciences—principles and applications. Miner Assoc Can (short course series) 29: 239–243.
- Van Den Driessche, J., & Brun, J.-P. (1992). Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5(1–2), 85–97.
- Van Der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J.-L., Bernet, M., Huyghe, P., & Labrin, E. (2006). Late Miocene-Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin Research*, 18(4), 413–434.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation: western Mediterranean subduction. *Tectonics*, 33(4), 393–419. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>
- Vegas, R., & Banda, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4, 320–343.
- Vera, J. A. (2004). *Geología de España*. IGME.
- Verges, J., & Fernandez, M. (2006). Ranges and basins in the Iberian Peninsula; their contribution to the present topography. *Memoirs of the Geological Society of London*, 32, 223–234.
- Vergés, Jaume, & García-Senz, J. (Eds.). (2001). Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. In *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins* (Mem. Mus. natn. Hist. nat., pp. 187–212). Ziegler, P.A, Cavazza, W., Robertson & Crasquin-Soleau, S.

- Vergés, J., Fernández, M., & Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 55–74.
- Vermeesch, P. (2018). Chapter 6. Statistics for fission-track thermochronology. *Fission-Track Thermochronology and Its Application to Geology*. Springer, Berlin.
- Vermeesch, Pieter. (2004). How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3–4), 441–451.
- Vermeesch, P. (2012). On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312–313, 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>
- Vermeesch, P. (2013). Multi-sample comparison of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 341, 140–146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.010>
- Vermeesch, P., Resentini, A., & Garzanti, E. (2016). An R package for statistical provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 336, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.009>
- de Vicente, G., & Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.026>
- de Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P. G., Andriessen, P., Cloetingh, S., et al. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58(1–4), 335–381. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042>
- Vidal, O., Parra, T., & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, 301(6), 557–592.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N., & Rincón, R. (1982). Ibérica suroccidental. *El Cretácico de España*, 457–508.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz, A., & González, A. (1996). E6 The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro basin: paleogeography and tectonic control. *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, 6, 83.
- Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A., Arche, A., & Hernando, S. (1983). El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. *Libro Jubilar JM Rios: Geología de España, Instituto Geológico y Minero de España*, 2, 25–36.
- Vissers, L. M., van Hinsbergen, J. J., van der Meer, G., & Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research*, 34, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.006>
- Vissers, R. L. M., & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110(1–4), 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001>

- Wagner, G. A., & Reimer, G. M. (1972). Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, *14*(2), 263–268. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90018-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90018-0)
- Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., et al. (2016). The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. *Geology*, *44*(6), 475–478. <https://doi.org/10.1130/G37812.1>
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, *291*(5817), 645.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *37*(3), 320–326. <https://doi.org/10.1029/TR037i003p00320>
- Whipple, K. X. (2009). The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, *2*(2), 97.
- Whitchurch, A. L., Carter, A., Sinclair, H. D., Duller, R. A., Whittaker, A. C., & Allen, P. A. (2011). Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science*, *311*(5), 442–482.
- White, N., & McKenzie, D. (1988). Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. *Geology*, *16*(3), 250–253.
- Whittaker, A. C., Duller, R. A., Springett, J., Smithells, R. A., Whitchurch, A. L., & Allen, P. A. (2011). Decoding downstream trends in stratigraphic grain size as a function of tectonic subsidence and sediment supply. *GSA Bulletin*, *123*(7–8), 1363–1382. <https://doi.org/10.1130/B30351.1>
- Wickham, H. (2009). *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis* Springer-Verlag New York. Version.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, von Quadt, Roddick JC, Spiegel W (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandard Newsletter* 19: 1-23.
- Wilde, S. (1990). The Bathonian and Callovian of the Northwest-Iberian Range: Stages of facial paleogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Ibérica= Journal of Iberian Geology: An International Publication of Earth Sciences*, (14), 113–142.
- Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *104*(B12), 28957–28981.
- Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*, *30*(2), 175–178.
- Wilson, J. T. (1966). Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature*, *211*(5050), 676–681. <https://doi.org/10.1038/211676a0>

- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G., & Gradstein, F. M. (1989). The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History: Chapter 22: European-African Margins.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., & Ito, H. (1995). Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chemical Geology*, 122(1–4), 249–258. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00006-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00006-8)
- Yamada, R., Murakami, M., & Tagami, T. (2007). Statistical modelling of annealing kinetics of fission tracks in zircon; Reassessment of laboratory experiments. *Chemical Geology*, 236(1), 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.09.002>
- Ye, J. (2016a). *Evolution topographique, tectonique et sédimentaire syn-à post-rift de la marge transformante ouest africaine* (PhD Thesis). Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Yelland, A. J. (1991). *Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence From Fission Track Studies*. London.
- Yuste, A., Luzón, A., & Bauluz, B. (2004). Provenance of Oligocene–Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology*, 172(3–4), 251–268.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451(7176), 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zielger, P. (1999). *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys* (Vol. 43). American Association of Petroleum Geologists.

Annexes

1. Protocoles expérimentaux FT et AHe	290
2. Diagramme des moyennes pondérées des âges U-Pb obtenues sur les standards	291
3. données ZFT	291
4. données AFT.....	314
5. Radial plot ZFT.....	320
6. Radial plot AFT	323
7. Spectres ramans	324
8. Résultats Multi-Equilibres	325
9. Conversion des données vitrinites	329
10. Données AHe	329
11. Données U-Pb sur zircon	331

1. Protocoles expérimentaux FT et AHe

1.1. Échantillonnage et séparation des minéraux

Les zircons et apatites sont des minéraux accessoires, plus abondant dans la croûte supérieure. Ils sont présents de façon variable dans les roches détritiques c'est pourquoi il est nécessaire de collecter 6 à 8 kg (ou plus) de roche en fonction de leur granulométrie et leur composition. Après broyage (à disque et à mâchoire), les échantillons sont tamisés et la fraction $< 500 \mu\text{m}$ ($100\text{-}200\mu\text{m}$ apatite – $80\text{-}160\mu\text{m}$ zircon) est conservée. L'échantillon est passé à la table à secousse qui permet de procéder à un premier tri densimétrique grossier et d'éliminer les particules les plus fines. L'utilisation du tétrabromoéthane (densité 2,97) permet de séparer la fraction lourde de la fraction légère en suspension, encore présente après passage à la table à secousse. L'iodure de Méthylène (densité 3,3) est ensuite utilisé pour isoler la fraction contenant des apatites ($F=3.1 < d < 3.2$) de la fraction contenant des zircons ($F=3.9 < d < 4.8$). Le dernier tri est un tri magnétique au Frantz qui sépare les zircons et apatites des minéraux magnétiques. Seuls les zircons métamictes (résultat de l'accumulation de défauts cristallins) sont susceptibles d'être magnétique.

1.2. Traces de fission

Les grains séparés sont montés sur des montages en Téflon pour les zircons et en résine pour les apatites. La fraction lourde $d > 3,3$ n'étant pas assez concentrée en zircons, un tri manuel des grains sous la loupe binoculaire a été nécessaire. La fraction contenant les apatites a été directement sous-poudrée sur les montages en résine. Les montages sont ensuite polis afin d'exposer la surface des zircons et des apatites. Après polissage, Les montages sont attaqués à l'acide HNO_3 5M pendant 20 secondes à 21°C pour les apatites et durant 5 à 100 heures à 228°C dans un mélange de $\text{NaOH} + \text{KOH}$ pour les zircons. Les traces de fission spontanées sont ainsi révélées. Une feuille de muscovite est alors placée sur le montage (détecteur externe). Les différents montages sont ensuite placés dans des colonnes avec deux ou trois standards. Les dosimètres CN1 et CN5 ont été placés aux extrémités de chaque colonne pour déterminer le flux de neutron thermique pour les apatites et les zircons respectivement. L'irradiation pour les zircons comme pour les apatites a été exécutée au réacteur de recherche FRM II à l'université technique de München (Allemagne). L'irradiation provoque la formation de trace induite dans le mica qui est ensuite attaqué à l'acide HF à 48% à 20°C pendant 20 min dès son retour d'irradiation (Gleadow et al. 1976). Le comptage des AFT et ZFT a été exécuté au laboratoire du GET (Université Paul Sabatier – Toulouse) à l'aide d'un microscope optique Olympus BX61 et du logiciel FT-stage.

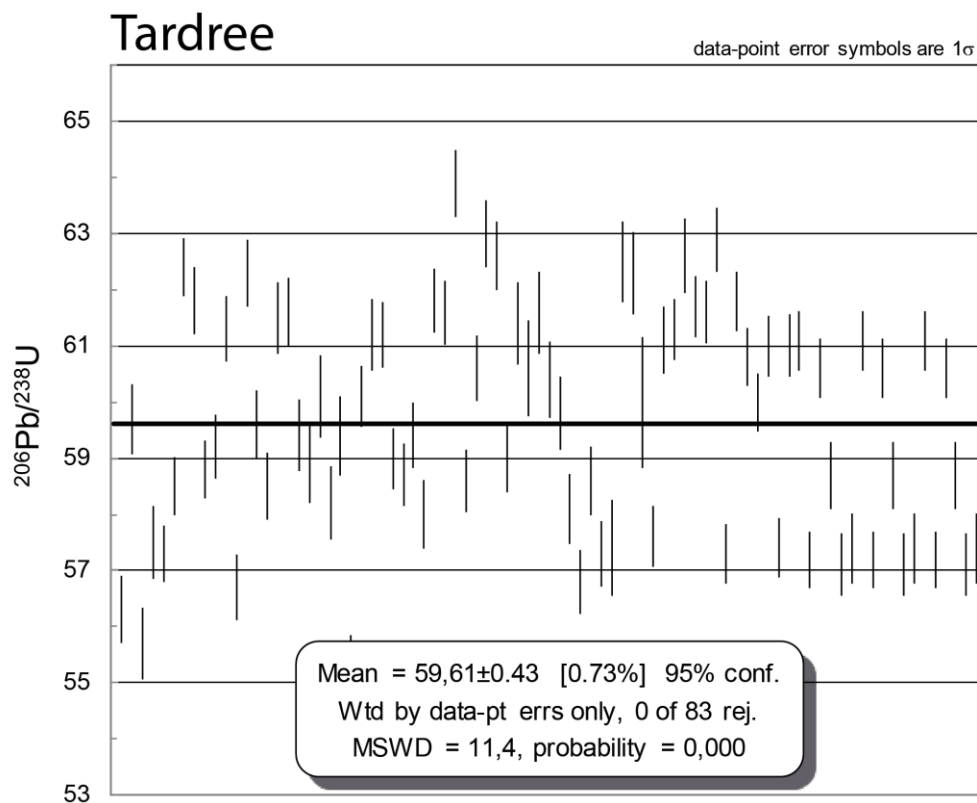
1.3. (U-Th-Sm)/He sur apatite

Les apatites sont triées sous la loupe binoculaire dans le but de sélectionner des cristaux sans inclusions, de forme automorphe (« euhedral ») ou sphérique et de hauteur et largeur supérieurs à $60\mu\text{m}$ (Figure 14). Afin de vérifier la présence d'inclusion les apatites sont contrôlées sous alcool en utilisant une lentille polarisante. Les grains sélectionnés sont ensuite placés dans des capsules en platine.

La mesure de l' ^4He , de l'U et du Th a été réalisée au laboratoire GEOPS (Orsay). Une première phase consiste à mesurer l'hélium en chauffant les minéraux grâce à un laser et de mesurer le gaz extrait à l'aide d'un spectromètre de masse à quadripôle prismatique. Dans un second temps, les apatites sont dissoutes grâce à une solution d'acide nitrique « spikée » en d'U, Th, Sm, Ca afin de mesurer les concentrations de ces éléments par ICP-QMS. Les erreurs analytiques sont calculées

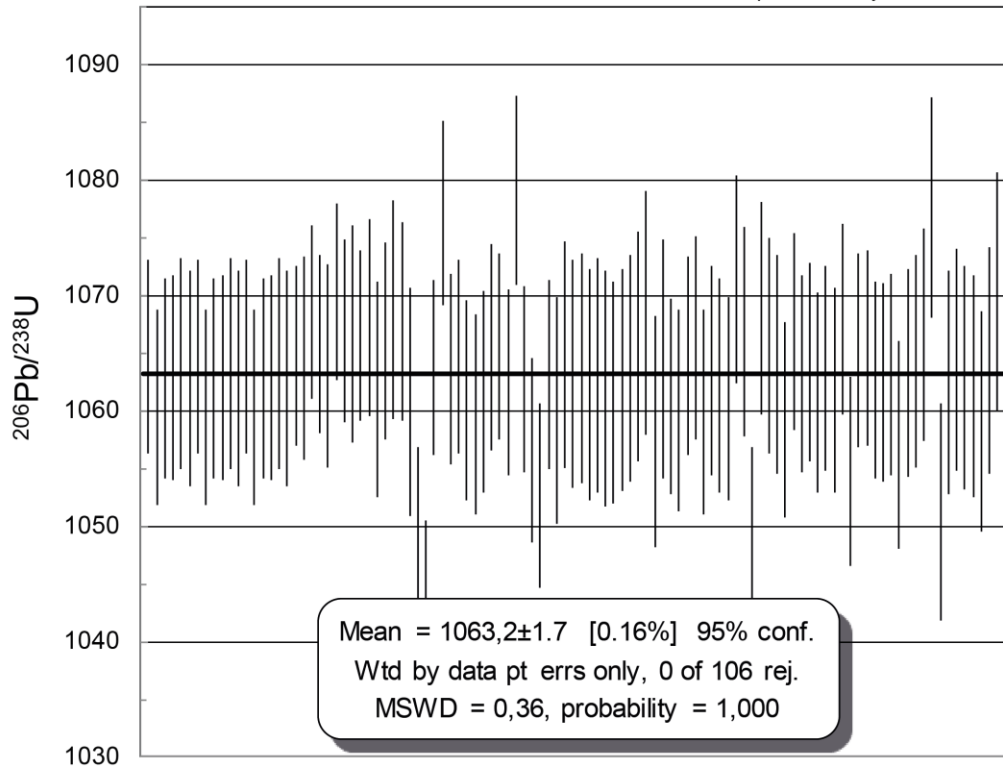
pour chaque série d'échantillons en comparant les âges mesurés sur les standards à chaque expérience. Cette erreur est plus ou moins située autour de 7% (si le grain sélectionné correspond bien aux critères énoncés précédemment). Le standard utilisé pour les mesures de cette étude est le standard Durango daté de 31 ± 1 Ma en AHe.

2. Diagramme des moyennes pondérées des âges U-Pb obtenues sur les standarts Tardree, 91500 et Plesovice



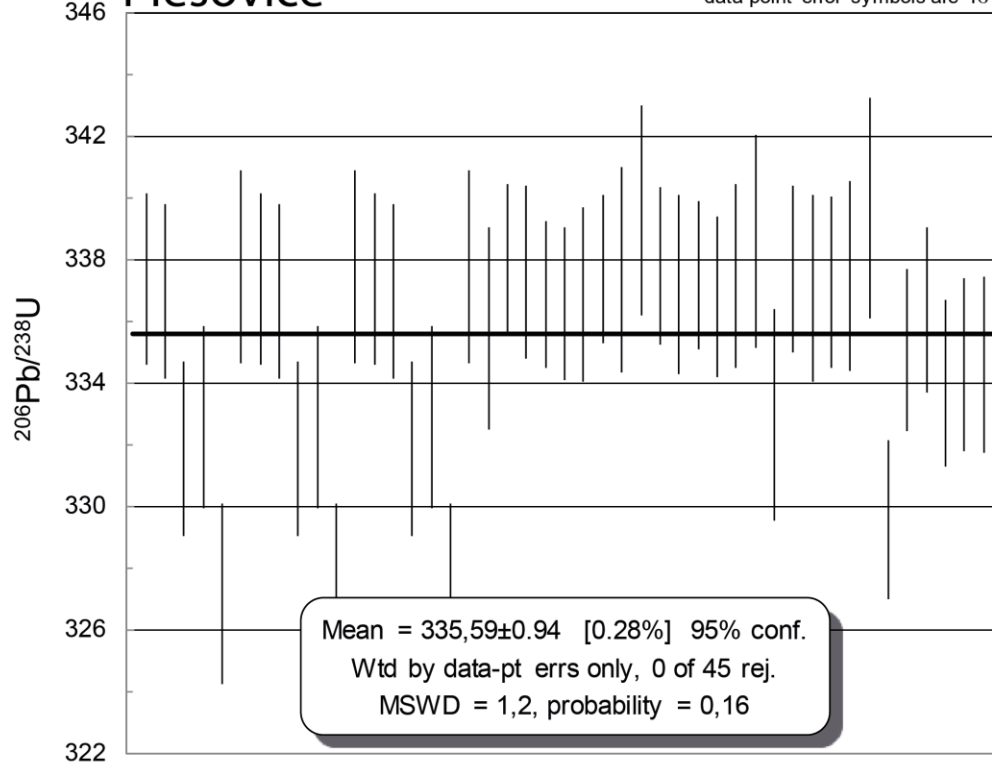
91500

data-point error symbols are 1σ



Plesovice

data-point error symbols are 1σ



3. Données ZFT

Table CMR1 ZFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	RhoI (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	9.04E+06	30	9.04E+05	3	4	187	200	128.6	42.1	661.5
2	3.82E+06	19	1.41E+06	7	6	290	212	36.3	14.8	103.1
3	6.37E+06	37	1.38E+06	8	7	284	195	61.6	28.7	154.6
4	4.42E+06	22	8.03E+05	4	6	166	156	72.0	25.3	292.0
5	1.66E+07	55	2.41E+06	8	4	498	342	91.2	44.1	223.5
6	1.04E+07	43	1.93E+06	8	5	398	273	71.5	33.9	177.7
7	8.84E+06	44	1.81E+06	9	6	373	242	65.2	31.9	153.2
8	9.04E+06	30	1.81E+06	6	4	373	293	66.2	27.8	196.9
9	7.45E+06	68	1.75E+06	16	11	362	179	57.1	33.0	106.0
10	8.19E+06	34	2.41E+06	10	5	498	308	45.6	22.3	104.2
11	9.12E+06	53	2.24E+06	13	7	462	252	54.7	29.7	110.0
12	3.35E+06	50	8.03E+05	12	18	166	94	55.8	29.7	115.9
13	6.02E+06	60	2.41E+06	24	12	498	202	33.8	20.8	56.9
14	4.22E+06	35	1.20E+06	10	10	249	154	46.9	23.0	107.0
15	5.42E+06	63	1.89E+06	22	14	391	165	38.6	23.6	66.2
16	8.84E+06	44	2.61E+06	13	6	539	294	45.5	24.3	92.6
17	6.02E+06	20	2.11E+06	7	4	435	318	38.2	15.8	107.9
18	8.43E+06	35	2.65E+06	11	5	547	323	42.7	21.4	93.8
19	7.11E+06	124	1.66E+06	29	21	344	127	57.6	38.4	89.9
20	9.64E+06	32	1.81E+06	6	4	373	293	70.6	29.8	208.9
21	1.00E+07	50	2.61E+06	13	6	539	294	51.6	27.9	104.2
22	7.53E+06	25	3.01E+06	10	4	622	384	33.6	15.7	78.9
23	9.64E+06	32	1.81E+06	6	4	373	293	70.6	29.8	208.9
24	3.21E+06	16	1.81E+06	9	6	373	242	23.9	10.0	61.8
25	1.75E+07	87	3.01E+06	15	6	622	317	77.7	45.1	145.4
26	1.20E+07	40	2.41E+06	8	4	498	342	66.6	31.3	166.1
27	1.02E+07	34	3.01E+06	10	4	622	384	45.6	22.3	104.2
28	1.20E+07	40	4.22E+06	14	4	871	458	38.4	20.6	76.9
29	8.92E+06	37	1.69E+06	7	5	348	255	70.2	31.5	188.4
30	4.42E+06	22	1.20E+06	6	6	249	195	48.7	19.6	148.7
31	8.03E+06	40	1.61E+06	8	6	332	228	66.6	31.3	166.1
32	4.82E+06	24	1.81E+06	9	6	373	242	35.8	16.2	88.1
33	5.42E+06	18	9.04E+05	3	4	187	200	77.7	23.8	418.7
34	6.20E+06	36	1.89E+06	11	7	391	231	43.9	22.1	96.3
35	7.15E+06	95	2.64E+06	35	16	544	183	36.7	24.7	55.9
36	5.82E+06	29	2.61E+06	13	6	539	294	30.1	15.3	63.3
37	6.02E+06	20	1.20E+06	4	4	249	235	65.6	22.7	268.1
38	9.34E+06	31	1.51E+06	5	4	311	265	81.6	32.4	272.1
39	4.42E+06	22	1.00E+06	5	6	207	177	58.1	22.1	199.3

Table CMR1_ZFT_suite

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
40	1.20E+07	40	3.01E+06	10	4	622	384	53.5	26.7	120.9
41	8.73E+06	58	1.51E+06	10	8	311	192	77.4	39.8	170.9
42	1.02E+07	34	2.71E+06	9	4	560	364	50.5	24.1	120.7
43	6.78E+06	45	3.01E+06	20	8	622	275	30.4	17.7	54.5
44	5.12E+06	34	2.26E+06	15	8	467	237	30.6	16.3	60.7
45	6.48E+06	43	9.04E+05	6	8	187	147	94.6	41.1	274.4
46	6.02E+06	30	2.61E+06	13	6	539	294	31.1	15.9	65.3
47	6.93E+06	23	9.04E+05	3	4	187	200	98.9	31.4	521.0
48	7.53E+06	25	4.22E+06	14	4	871	458	24.1	12.1	50.4
49	1.05E+07	35	9.04E+05	3	4	186	199	150.0	49.9	761.8
50	2.11E+06	7	9.04E+05	3	4	186	199	30.8	7.3	187.9
51	9.47E+06	110	2.41E+06	28	14	496	187	53.1	35.0	83.8
52	1.14E+07	95	2.65E+06	22	10	546	231	58.3	36.6	97.7
53	1.14E+07	38	3.31E+06	11	4	683	403	46.4	23.5	101.4
54	7.23E+06	30	2.41E+06	10	5	496	307	40.3	19.4	93.2
55	7.23E+06	36	1.61E+06	8	6	331	227	60.1	28.0	151.1
56	5.79E+06	125	1.11E+06	24	26	229	93	70.2	45.4	114.1
57	4.07E+06	54	4.52E+05	6	16	93	73	118.7	52.6	340.1
58	5.66E+06	47	1.45E+06	12	10	298	169	52.6	27.8	109.7
59	8.67E+06	36	2.41E+06	10	5	496	307	48.3	23.8	110.0
60	5.32E+06	53	1.10E+06	11	12	228	134	64.6	33.8	138.1
61	8.67E+06	72	2.17E+06	18	10	447	208	53.9	32.1	96.5
62	1.04E+07	86	1.45E+06	12	10	298	169	95.9	52.9	193.6
63	3.51E+06	35	7.03E+05	7	12	145	106	66.6	29.7	179.4
64	9.24E+06	46	1.81E+06	9	6	372	242	68.3	33.6	160.0
65	7.47E+06	31	1.45E+06	6	5	298	234	68.6	28.9	203.4
66	6.93E+06	23	6.02E+05	2	4	124	157	144.8	38.6	1244.1
67	7.73E+06	77	1.91E+06	19	12	393	178	54.7	33.0	96.1
68	6.24E+06	57	1.31E+06	12	11	271	153	63.8	34.2	131.4
69	5.27E+06	70	1.81E+06	24	16	372	151	39.5	24.6	65.8
70	2.21E+06	11	8.03E+05	4	6	165	156	36.5	11.1	159.5
71	7.23E+06	24	9.04E+05	3	4	186	199	103.4	33.0	542.5
72	5.76E+06	43	1.07E+06	8	9	221	151	71.7	33.9	178.1
73	9.34E+06	31	4.22E+06	14	4	869	457	29.9	15.6	61.2
74	7.53E+06	25	9.04E+05	3	4	186	199	107.7	34.6	562.8
75	8.73E+06	29	1.20E+06	4	4	248	234	94.9	34.6	375.9
76	5.82E+06	58	1.20E+06	12	12	248	141	64.9	34.9	133.5
77	3.92E+06	13	3.01E+05	1	4	62	101	154.7	26.6	4990.1
78	7.53E+06	50	2.56E+06	17	8	527	253	39.7	22.7	73.8
79	6.17E+06	41	1.05E+06	7	8	217	159	77.9	35.3	207.7
POOLED	7.02E+06	3416	1.74E+06	846	586	359	27	54.6	47.6	62.7

Table CMR2 ZFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol		Sq	U	error		error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
			(cm ⁻²)	Ni			(2σ)	Age		
1	1.06E+07	53	1.61E+06	8	6	330	227	88.4	42.6	216.9
2	1.39E+07	46	1.51E+06	5	4	310	264	121.0	49.9	393.2
3	1.57E+07	78	2.01E+06	10	6	413	255	104.2	54.7	227.0
4	7.23E+06	36	1.00E+06	5	6	206	176	95.0	38.3	313.5
5	1.20E+07	249	1.20E+06	25	25	248	98	133.9	89.3	211.1
6	1.66E+07	110	1.36E+06	9	8	279	181	162.2	84.2	364.5
7	1.22E+07	61	2.81E+06	14	6	578	304	58.7	32.8	114.3
8	1.84E+07	61	2.11E+06	7	4	433	317	115.6	54.2	301.5
9	1.05E+07	35	1.51E+06	5	4	310	264	92.4	37.2	305.5
10	1.33E+07	177	8.28E+05	11	16	170	101	213.2	118.7	433.8
11	1.14E+07	209	1.04E+06	19	22	214	97	147.4	93.1	250.0
12	1.31E+07	326	1.53E+06	38	30	314	102	115.7	82.9	166.7
13	2.26E+07	75	1.81E+06	6	4	372	292	164.5	74.4	463.3
14	1.51E+07	75	1.41E+06	7	6	289	211	141.8	67.3	366.1
15	1.50E+07	174	1.89E+06	22	14	389	165	106.5	68.7	174.7
16	1.22E+07	61	2.01E+06	10	6	413	255	81.7	42.2	180.0
17	1.27E+07	95	1.47E+06	11	9	303	179	115.4	62.7	240.0
18	1.67E+07	139	2.77E+06	23	10	570	236	81.6	52.6	133.3
19	8.73E+06	29	3.01E+05	1	4	62	101	338.5	65.3	8095.2
20	2.29E+07	76	3.31E+06	11	4	681	402	92.5	49.7	194.2
21	1.66E+07	55	3.01E+06	10	4	619	383	73.7	37.8	163.4
22	1.42E+07	472	1.81E+06	60	40	372	96	105.7	79.2	141.1
23	1.87E+07	62	2.41E+06	8	4	495	340	103.2	50.3	251.2
24	2.08E+07	69	1.81E+06	6	4	372	292	151.5	68.2	428.5
25	1.45E+07	144	1.20E+06	12	12	248	140	159.9	90.3	317.0
26	2.05E+07	68	2.71E+06	9	4	557	362	100.8	51.1	231.3
27	1.78E+07	59	6.02E+05	2	4	124	157	364.4	105.8	2734.7
28	1.30E+07	129	1.31E+06	13	12	268	146	132.7	76.0	256.5
29	1.87E+07	62	6.02E+05	2	4	124	157	382.3	111.4	2844.5
30	2.38E+07	79	3.01E+06	10	4	619	383	105.5	55.4	229.8
31	1.28E+07	85	7.53E+05	5	8	154	132	222.1	95.2	696.7
32	1.45E+07	96	7.53E+05	5	8	154	132	250.2	107.9	779.5
33	1.23E+07	82	9.04E+05	6	8	185	145	180.0	81.8	504.8
34	1.37E+07	91	1.36E+06	9	8	278	181	134.8	69.4	305.3
35	1.36E+07	45	6.02E+05	2	4	124	156	280.7	80.0	2200.6
36	1.61E+07	120	2.95E+06	22	9	604	255	73.8	46.9	122.6
37	1.84E+07	61	1.51E+06	5	4	309	264	160.3	67.4	512.2
38	1.87E+07	93	2.41E+06	12	6	494	280	104.0	57.7	209.5

Table 1 CMR2 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error		error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
							(2σ)	Age		
39	1.17E+07	39	2.11E+06	7	4	432	316	74.4	33.6	199.2
40	1.24E+07	185	1.27E+06	19	18	261	118	131.0	82.4	222.8
41	1.36E+07	180	1.28E+06	17	16	263	126	142.2	87.4	249.7
42	7.23E+06	24	1.20E+06	4	4	247	233	79.0	28.2	318.0
43	1.78E+07	177	1.41E+06	14	12	288	152	169.1	99.6	315.6
44	1.16E+07	58	1.00E+06	5	6	206	176	152.5	63.9	488.8
45	1.73E+07	86	1.00E+06	5	6	206	176	224.6	96.3	704.2
46	1.17E+07	78	1.81E+06	12	8	371	210	87.4	48.0	177.3
47	1.22E+07	132	1.11E+06	12	13	228	129	147.1	82.8	292.4
48	1.54E+07	51	1.81E+06	6	4	371	291	112.7	49.7	323.8
49	2.09E+07	433	1.25E+06	26	25	257	100	222.8	151.5	344.1
50	2.18E+07	163	2.01E+06	15	9	412	210	145.7	86.9	266.6
51	8.43E+06	42	1.41E+06	7	6	288	211	80.1	36.5	213.3
52	1.20E+07	120	2.11E+06	21	12	432	187	77.3	48.7	129.8
53	1.30E+07	129	9.04E+05	9	12	185	120	190.2	99.4	424.9
POOLED	1.44E+07	5934	1.51E+06	623	496	311	27	128.6	111.8	148.0

Table CMR3 ZFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	1.92E+07	239	8.82E+05	11	9	172	101	301.5	169.5	606.4
2	1.27E+07	158	8.02E+05	10	9	156	97	220.4	119.4	466.9
3	1.23E+07	102	6.01E+05	5	6	117	100	279.0	120.7	864.3
4	1.54E+07	107	1.15E+06	8	5	225	154	186.4	93.6	442.5
5	1.75E+07	97	1.98E+06	11	4	387	228	124.2	67.6	257.8
6	2.06E+07	114	9.02E+05	5	4	176	150	311.0	135.3	956.8
7	1.68E+07	93	1.26E+06	7	4	246	180	184.7	88.7	471.8
8	1.06E+07	234	8.12E+05	18	16	158	74	183.1	114.8	314.0
9	1.44E+07	80	1.44E+06	8	4	281	193	140.0	69.3	336.4
10	1.38E+07	115	7.22E+05	6	6	141	110	263.8	121.9	725.9
11	1.72E+07	119	1.44E+06	10	5	281	174	166.8	89.4	356.9
12	1.33E+07	74	7.22E+05	4	4	141	133	251.8	99.0	933.4
13	1.03E+07	172	9.62E+05	16	12	188	92	151.7	92.0	271.4
14	1.86E+07	103	1.26E+06	7	4	246	180	204.2	98.5	519.2
15	1.18E+07	261	6.76E+05	15	16	132	67	243.5	147.4	439.3
16	1.30E+07	90	1.15E+06	8	5	225	154	157.2	78.3	375.9
17	9.14E+06	76	1.44E+06	12	6	281	159	89.8	49.2	182.3
18	1.35E+07	75	9.02E+05	5	4	175	150	206.9	88.2	652.6
19	1.24E+07	137	1.17E+06	13	8	228	124	148.8	85.5	286.8
20	1.27E+07	106	1.32E+06	11	6	257	152	135.9	74.2	281.1
21	5.59E+06	93	2.41E+05	4	12	47	44	315.5	125.6	1149.7
22	4.57E+06	38	6.01E+05	5	6	117	100	105.9	43.0	347.8
23	8.30E+06	46	5.41E+05	3	4	105	113	207.7	70.8	1027.1
POOLED	1.24E+07	2729	9.16E+05	202	159	179	25	191.4	159.9	229.1

Table CMR4 ZFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	2.08E+07	69	1.51E+06	5	4	292	249	191.0	81.0	605.3
2	1.48E+07	49	1.20E+06	4	4	234	221	168.7	64.6	643.4
3	1.26E+07	167	1.20E+06	16	16	234	115	147.9	89.6	265.1
4	5.57E+06	37	3.01E+05	2	8	58	74	244.7	68.7	1962.0
5	1.57E+07	52	2.41E+06	8	4	468	321	91.8	44.2	225.4
6	1.83E+07	91	1.00E+06	5	6	195	166	250.6	107.8	781.5
7	7.03E+06	105	1.47E+06	22	18	286	121	68.3	43.1	114.0
8	1.31E+07	65	2.01E+06	10	6	390	241	92.1	47.8	202.2
9	1.16E+07	87	4.02E+05	3	9	78	83	387.3	137.4	1798.9
10	1.84E+07	61	1.81E+06	6	4	351	275	142.0	63.5	403.8

Table CMR4 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
11	1.53E+07	76	6.02E+05	3	6	117	125	339.7	119.6	1601.2
12	1.30E+07	173	1.88E+06	25	16	365	145	98.8	65.2	157.2
13	1.51E+07	200	1.58E+06	21	16	307	133	135.4	87.1	223.8
14	1.09E+07	145	6.02E+05	8	16	117	80	252.3	128.2	591.4
15	1.12E+07	112	1.31E+06	13	12	253	138	122.1	69.6	237.2
16	1.09E+07	109	8.03E+05	8	12	156	107	190.7	95.8	452.2
17	1.17E+07	78	1.20E+06	8	8	234	161	137.1	67.8	329.9
18	2.53E+07	84	2.71E+06	9	4	526	342	131.5	67.4	298.7
19	1.00E+07	416	4.82E+05	20	50	94	41	291.9	189.4	480.0
20	1.39E+07	46	9.04E+05	3	4	175	188	208.0	70.9	1029.0
21	1.14E+07	57	1.00E+06	5	6	195	166	158.3	66.3	507.1
22	2.68E+07	89	3.01E+06	10	4	585	361	125.7	66.5	272.1
23	6.43E+06	64	2.01E+05	2	12	39	49	416.9	121.8	3054.2
24	1.44E+07	358	1.41E+06	35	30	273	92	145.7	103.5	212.6
25	1.46E+07	97	1.05E+06	7	8	205	150	193.3	93.0	492.9
26	7.08E+06	47	6.02E+05	4	8	117	110	162.0	61.8	619.3
27	9.24E+06	115	1.45E+06	18	15	281	131	91.1	55.7	159.7
28	1.28E+07	85	1.51E+06	10	8	292	181	120.1	63.4	260.5
29	1.22E+07	91	1.34E+06	10	9	260	161	128.5	68.0	277.9
30	1.51E+07	50	9.04E+05	3	4	175	188	225.8	77.4	1108.3
31	1.38E+07	458	1.33E+06	44	40	257	77	148.4	109.3	207.1
32	1.04E+07	78	1.47E+06	11	9	286	169	100.5	54.0	210.6
33	1.16E+07	87	1.47E+06	11	9	286	169	112.0	60.6	233.6
34	1.20E+07	60	6.02E+05	3	6	117	125	269.8	93.7	1302.4
35	1.34E+07	100	3.08E+06	23	9	598	247	62.3	39.5	103.0
36	1.07E+07	214	9.04E+05	18	24	175	82	168.4	105.3	289.5
37	1.27E+07	211	2.17E+06	36	20	421	140	83.9	59.0	123.3
38	7.63E+06	38	1.41E+06	7	6	273	199	76.6	34.5	205.3
39	1.16E+07	154	3.77E+05	5	16	73	62	418.3	184.1	1260.9
40	1.23E+07	184	2.68E+06	40	18	520	164	66.0	46.8	95.6
41	1.34E+07	100	1.34E+06	10	9	260	161	141.0	75.0	303.9
42	2.30E+07	172	2.01E+06	15	9	390	198	162.2	97.0	296.2
43	1.14E+07	76	4.52E+05	3	8	88	94	339.7	119.6	1601.2
44	1.16E+07	87	6.69E+05	5	9	130	111	239.8	103.0	749.8
45	1.57E+07	78	1.81E+06	9	6	351	228	122.3	62.4	278.5
46	8.10E+06	242	8.37E+05	25	36	162	64	138.1	92.1	217.8
47	8.89E+06	59	1.66E+06	11	8	321	189	76.4	40.3	162.3
48	8.92E+06	111	7.23E+05	9	15	140	91	173.6	90.2	389.7
49	4.13E+06	209	2.37E+05	12	61	46	26	244.7	139.9	478.9

Table CMR4 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
50	9.10E+06	68	1.34E+06	10	9	259	160	96.5	50.3	211.5
51	4.62E+06	23	2.01E+05	1	6	39	64	286.6	53.9	7359.9
52	1.04E+07	69	1.51E+06	10	8	292	180	97.9	51.0	214.4
53	1.63E+07	122	1.47E+06	11	9	285	168	156.8	86.2	322.7
54	6.69E+06	50	8.03E+05	6	9	156	122	117.0	51.6	336.2
55	9.04E+06	45	4.02E+05	2	6	78	98	296.9	84.6	2309.8
56	7.53E+06	125	5.42E+05	9	20	105	68	195.1	101.9	436.0
57	6.31E+06	131	5.78E+05	12	25	112	63	154.5	87.0	307.1
58	8.14E+06	169	7.23E+05	15	25	140	71	159.8	95.5	292.0
59	1.35E+07	224	7.23E+05	12	20	140	79	261.9	150.1	511.4
60	1.08E+07	72	1.81E+06	12	8	350	198	85.5	46.7	174.0
61	6.93E+06	69	7.03E+05	7	12	136	99	138.5	65.4	358.8
62	7.71E+06	96	1.04E+06	13	15	202	110	105.1	59.4	205.3
63	1.10E+07	183	8.43E+05	14	20	163	86	184.9	109.1	344.5
64	9.34E+06	62	1.20E+06	8	8	233	160	109.5	53.4	266.4
65	4.82E+06	48	5.02E+05	5	12	97	83	133.9	55.4	433.5
66	5.30E+06	66	4.02E+05	5	15	78	66	183.3	77.5	582.2
67	1.04E+07	52	6.02E+05	3	6	117	125	235.1	80.8	1150.0
68	1.16E+07	154	1.13E+06	15	16	219	111	145.8	86.8	267.1
69	1.13E+07	150	1.66E+06	22	16	321	136	97.5	62.6	160.7
70	1.34E+07	89	1.66E+06	11	8	321	189	114.8	62.2	239.2
71	1.30E+07	432	1.20E+06	40	40	233	74	154.2	112.0	218.9
72	8.17E+06	61	6.69E+05	5	9	130	111	169.6	71.4	541.2
73	1.02E+07	102	7.03E+05	7	12	136	99	203.6	98.1	517.8
74	1.45E+07	96	7.53E+05	5	8	146	124	264.7	114.2	822.7
75	8.31E+06	138	1.14E+06	19	20	222	101	103.7	64.6	178.0
76	9.34E+06	93	7.03E+05	7	12	136	99	185.9	89.2	474.9
77	1.08E+07	144	1.36E+06	18	16	262	122	114.1	70.4	198.4
78	7.93E+06	79	5.02E+05	5	12	97	83	218.7	93.4	687.5
79	1.23E+07	92	1.61E+06	12	9	311	176	109.0	60.4	219.4
80	1.10E+07	73	2.11E+06	14	8	408	215	74.5	42.1	143.6
81	9.30E+06	139	6.02E+05	9	18	117	76	216.6	113.6	482.0
82	7.73E+06	154	5.02E+05	10	24	97	60	216.3	117.1	458.7
83	1.15E+07	115	8.03E+05	8	12	156	107	201.4	101.5	476.7
84	1.35E+07	168	1.04E+06	13	15	202	110	182.7	105.7	349.9
85	1.63E+07	162	1.10E+06	11	12	214	126	207.3	115.1	422.5
86	1.01E+07	67	1.05E+06	7	8	204	149	134.6	63.4	349.1
87	1.02E+07	102	1.81E+06	18	12	350	163	81.1	49.2	142.7
88	4.37E+06	29	1.51E+05	1	8	29	48	358.8	69.3	8373.5
89	9.16E+06	76	4.82E+05	4	10	93	88	260.2	102.4	962.2

Table CMR4 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
90	1.67E+07	125	2.01E+06	15	9	389	198	118.6	70.1	218.8
91	8.67E+06	72	7.23E+05	6	10	140	110	167.6	75.7	472.4
92	8.84E+06	66	1.47E+06	11	9	285	168	85.4	45.4	180.3
93	8.43E+06	63	4.02E+05	3	9	78	83	283.6	98.8	1362.3
94	1.24E+07	165	9.04E+05	12	16	175	99	194.0	110.1	382.5
95	6.29E+06	47	5.35E+05	4	9	104	98	162.3	62.0	620.7
96	9.34E+06	93	1.31E+06	13	12	253	138	101.8	57.5	199.2
97	9.94E+06	132	9.79E+05	13	16	190	103	144.0	82.6	278.0
POOLED	1.05E+07	11145	1.03E+06	1092	1273	201	13	146.0	128.2	166.2

Table CMR5 ZFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
1	6.02E+06	90	6.69E+05	10	18	129	80	127.6	67.5	276.2
2	8.13E+06	27	3.01E+05	1	4	58	95	335.5	64.3	8061.9
3	3.75E+06	28	4.02E+05	3	9	78	83	128.3	41.7	662.2
4	1.14E+07	38	9.04E+05	3	4	175	187	173.2	58.1	870.8
5	1.02E+07	85	4.82E+05	4	10	93	88	290.8	115.2	1066.5
6	6.33E+06	21	6.02E+05	2	4	116	147	141.1	37.2	1219.7
7	1.90E+07	63	1.20E+06	4	4	233	220	216.9	84.5	812.8
8	1.28E+07	170	1.36E+06	18	16	262	122	134.7	83.6	233.1
9	6.78E+06	45	4.52E+05	3	8	87	93	204.5	69.6	1013.0
10	7.64E+06	317	1.01E+06	42	50	196	60	108.4	78.7	153.5
11	1.08E+07	36	1.20E+06	4	4	233	220	125.1	46.7	487.2
12	1.03E+07	103	1.00E+06	10	12	194	120	145.8	77.7	313.9
13	1.51E+07	88	3.44E+05	2	7	67	84	568.5	169.5	3902.9
14	1.10E+07	219	1.05E+06	21	24	204	88	148.8	95.9	245.3
15	1.06E+07	106	1.00E+06	10	12	194	120	150.0	80.0	322.5
16	1.38E+07	126	1.20E+06	11	11	233	137	162.2	89.2	333.4
17	8.43E+06	70	6.02E+05	5	10	116	99	194.6	82.6	615.9
18	1.18E+07	235	1.46E+06	29	24	281	104	116.1	79.3	177.4
19	6.48E+06	86	8.28E+05	11	16	160	95	111.2	60.1	232.0
20	7.63E+06	38	2.01E+05	1	6	39	63	466.5	92.6	9655.8
21	1.15E+07	86	6.69E+05	5	9	129	110	238.1	102.2	744.9
22	7.53E+06	25	3.01E+05	1	4	58	95	311.4	59.2	7724.5
23	1.76E+07	117	3.01E+06	20	8	582	258	83.9	52.4	142.8
24	1.14E+07	38	1.20E+06	4	4	233	220	131.9	49.5	511.9

Table CMR5 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
25	1.19E+07	148	1.04E+06	13	15	201	110	161.9	93.3	311.4
26	1.22E+07	122	8.03E+05	8	12	155	106	214.4	108.2	506.0
27	1.10E+07	55	1.00E+06	5	6	194	165	153.8	64.3	493.7
28	7.10E+06	53	9.37E+05	7	9	181	132	107.2	49.7	281.4
29	1.11E+07	74	1.05E+06	7	8	203	149	149.1	70.7	384.8
30	1.33E+07	88	9.04E+05	6	8	174	137	205.1	93.6	572.0
31	2.19E+07	109	2.41E+06	12	6	465	263	129.4	72.3	258.8
32	1.19E+07	197	1.33E+06	22	20	256	108	128.3	83.1	209.7
33	8.73E+06	58	9.04E+05	6	8	174	137	136.0	60.6	387.7
34	1.42E+07	47	6.02E+05	2	4	116	147	311.0	89.0	2401.5
35	1.02E+07	34	6.02E+05	2	4	116	147	226.8	63.1	1838.8
36	1.48E+07	49	1.51E+06	5	4	290	248	137.3	56.9	443.7
37	1.29E+07	96	1.74E+06	13	9	336	183	105.5	59.7	206.1
38	1.06E+07	53	1.41E+06	7	6	271	198	107.2	49.7	281.4
39	1.33E+07	66	8.03E+05	4	6	155	146	227.5	88.9	849.9
40	8.76E+06	109	8.03E+05	10	15	155	96	154.6	82.5	331.9
41	1.29E+07	64	1.61E+06	8	6	310	213	113.5	55.4	275.6
42	9.44E+06	47	1.00E+06	5	6	194	165	131.7	54.4	426.9
43	1.83E+07	91	1.41E+06	7	6	271	198	182.8	87.6	467.2
44	1.14E+07	85	8.03E+05	6	9	155	122	198.2	90.3	553.8
45	6.69E+06	50	6.69E+05	5	9	129	110	140.0	58.1	452.0
46	1.07E+07	71	6.02E+05	4	8	116	110	244.4	95.9	908.2
POOLED	1.05E+07	4023	1.01E+06	388	462	195	21	148.9	127.7	173.6

Table CMR6 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	8.90E+06	111	7.22E+05	9	9	139	90	174.7	90.8	392.0
2	1.00E+07	125	1.28E+06	16	9	247	122	112.0	67.1	202.5
3	9.97E+06	221	9.92E+05	22	16	191	81	144.0	93.7	234.6
4	1.05E+07	58	5.41E+05	3	4	104	111	263.2	91.2	1273.8
5	4.33E+06	48	1.80E+05	2	8	35	44	318.1	91.2	2446.8
6	8.39E+06	93	8.12E+05	9	8	156	101	146.7	75.6	331.6
7	1.29E+07	107	1.08E+06	9	6	208	135	168.5	87.4	378.6
8	9.14E+06	76	7.22E+05	6	6	139	109	177.9	80.6	499.8
9	6.97E+06	116	4.21E+05	7	12	81	59	232.4	112.7	587.5
10	1.04E+07	115	1.44E+06	16	8	278	137	103.2	61.6	187.0
11	1.18E+07	197	9.62E+05	16	12	185	91	175.6	107.0	313.0
12	1.25E+07	156	1.12E+06	14	9	216	114	158.9	93.3	297.6
13	9.78E+06	122	6.41E+05	8	9	123	85	214.8	108.5	506.9

Table CMR6 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
14	1.19E+07	149	9.62E+05	12	9	185	105	176.5	99.9	349.2
15	1.20E+07	150	1.36E+06	17	9	262	126	126.4	77.3	223.2
16	9.54E+06	119	4.01E+05	5	9	77	66	328.4	143.1	1006.8
17	5.55E+06	123	9.47E+05	21	16	182	79	84.4	53.3	141.5
18	5.82E+06	129	5.41E+05	12	16	104	59	153.1	86.2	304.4
19	1.09E+07	91	3.61E+05	3	6	69	74	408.0	145.1	1883.2
20	9.78E+06	122	9.62E+05	12	9	185	105	144.9	81.4	288.6
21	8.66E+06	96	9.92E+05	11	8	191	113	124.5	67.7	258.5
22	1.70E+07	94	1.80E+06	10	4	347	214	133.8	71.0	289.0
23	8.66E+06	96	4.51E+05	5	8	87	74	266.3	114.9	827.4
24	1.23E+07	205	1.08E+06	18	12	208	97	162.8	101.7	280.1
25	4.15E+06	23	3.61E+05	2	4	69	88	154.9	41.3	1323.3
26	5.65E+06	47	6.01E+05	5	6	115	98	132.3	54.7	428.6
27	6.49E+06	36	1.08E+06	6	4	208	163	85.3	36.5	250.0
28	9.06E+06	113	9.62E+05	12	9	185	105	134.7	75.4	268.9
29	1.30E+07	108	7.22E+05	6	6	139	109	251.8	116.0	694.7
30	5.61E+06	70	5.61E+05	7	9	108	79	141.7	67.0	366.7
31	7.34E+06	61	4.81E+05	4	6	92	87	211.5	82.2	794.1
32	8.18E+06	136	7.82E+05	13	12	150	82	149.6	85.9	288.4
33	7.67E+06	255	5.71E+05	19	24	110	50	191.9	121.9	323.4
34	8.88E+06	197	3.61E+05	8	16	69	48	343.9	176.7	795.2
35	7.94E+06	88	1.62E+06	18	8	312	145	70.6	42.6	125.1
36	5.77E+06	48	4.81E+05	4	6	92	87	167.5	64.1	639.0
37	1.19E+07	99	7.22E+05	6	6	138	109	231.6	106.3	642.0
38	6.37E+06	53	4.81E+05	4	6	92	87	184.6	71.1	699.7
39	6.20E+06	86	9.38E+05	13	10	180	98	95.2	53.6	186.8
40	1.42E+07	79	1.26E+06	7	4	242	177	160.0	76.2	411.5
41	1.08E+07	90	4.81E+05	4	6	92	87	310.0	123.2	1131.5
42	1.00E+07	111	8.12E+05	9	8	156	101	175.4	91.2	393.6
POOLED	8.96E+06	4619	7.94E+05	410	372	153	16	162.3	139.6	188.7

Table CMR7 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	1.24E+07	69	9.02E+05	5	4	172	147	193.9	82.2	614.0
2	9.98E+06	249	6.41E+05	16	18	123	60	222.6	136.5	394.2
3	6.73E+06	224	6.01E+05	20	24	115	51	161.3	103.1	269.0
4	1.52E+07	126	8.42E+05	7	6	161	118	253.7	123.4	638.7
5	1.12E+07	186	7.82E+05	13	12	149	81	204.5	118.8	390.3
6	1.41E+07	117	1.80E+06	15	6	345	175	112.5	66.3	208.0
7	7.76E+06	43	1.08E+06	6	4	207	162	102.1	44.4	295.9
8	1.79E+07	99	1.98E+06	11	4	379	224	129.2	70.4	267.9
9	1.19E+07	397	9.92E+05	33	24	190	66	173.6	122.5	255.4
10	7.58E+06	63	6.01E+05	5	6	115	98	177.3	74.8	564.5
11	6.40E+06	71	6.31E+05	7	8	121	88	144.3	68.3	373.1
12	1.01E+07	168	9.02E+05	15	12	172	88	160.9	96.2	293.9
13	1.07E+07	119	9.92E+05	11	8	190	112	154.9	85.1	319.1
14	6.94E+06	77	2.71E+05	3	8	52	55	349.2	123.1	1641.1
15	1.64E+07	91	1.80E+06	10	4	345	213	130.4	69.1	282.0
16	1.17E+07	130	9.02E+05	10	8	172	107	185.4	99.8	395.5
17	1.02E+07	85	7.22E+05	6	6	138	108	199.9	91.1	558.3
18	1.05E+07	58	1.26E+06	7	4	241	176	118.2	55.2	308.7
19	5.59E+06	31	1.62E+06	9	4	310	202	49.8	23.5	119.8
20	1.08E+07	60	1.62E+06	9	4	310	202	95.7	48.1	220.8
21	8.95E+06	248	7.58E+05	21	20	145	63	170.0	110.0	279.3
22	1.42E+07	158	1.89E+06	21	8	361	156	109.1	69.6	181.4
23	1.20E+07	133	8.12E+05	9	8	155	101	210.4	110.2	468.8
24	9.02E+06	225	8.42E+05	21	18	161	69	154.7	99.8	254.8
25	7.05E+06	88	4.01E+05	5	9	76	65	246.6	106.0	769.9
26	1.14E+07	63	1.08E+06	6	4	207	162	149.1	66.8	422.9
27	1.49E+07	165	1.08E+06	12	8	207	117	196.8	111.7	387.9
28	8.30E+06	69	2.41E+05	2	6	46	58	455.7	133.9	3280.8
29	9.38E+06	52	5.41E+05	3	4	103	110	238.5	82.0	1165.4
30	1.04E+07	115	1.35E+06	15	8	258	131	110.8	65.3	205.0
31	1.77E+07	98	1.44E+06	8	4	275	189	174.6	87.3	415.8
32	8.78E+06	73	7.22E+05	6	6	138	108	172.4	77.9	485.3
33	1.11E+07	139	9.62E+05	12	9	184	104	166.2	93.8	329.5
34	3.13E+06	39	8.02E+04	1	9	15	25	484.2	96.4	9846.6
35	7.30E+06	91	2.41E+05	3	9	46	49	411.3	146.3	1896.9
36	1.28E+07	71	7.22E+05	4	4	138	130	246.9	96.9	916.9
37	7.58E+06	42	7.22E+05	4	4	138	130	147.4	55.8	567.8
38	3.25E+06	18	1.80E+05	1	4	34	56	229.1	41.7	6432.6
39	1.07E+07	89	7.22E+05	6	6	138	108	209.5	95.7	583.8
40	1.42E+07	177	9.62E+05	12	9	184	104	210.9	120.0	414.7

Table CMR7 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
41	6.49E+06	72	4.51E+05	5	8	86	73	202.5	86.1	639.8
42	7.40E+06	41	1.62E+06	9	4	310	201	65.8	32.0	155.1
43	1.43E+07	119	1.68E+06	14	6	321	169	122.6	71.3	231.7
44	9.26E+06	77	3.61E+05	3	6	69	74	349.8	123.3	1643.8
45	6.06E+06	126	5.29E+05	11	15	101	60	164.2	90.4	337.5
46	4.77E+06	119	2.41E+05	6	18	46	36	278.5	128.9	764.5
47	5.93E+06	74	8.82E+05	11	9	168	99	97.0	52.0	203.7
48	1.15E+07	64	5.41E+05	3	4	103	110	292.2	101.9	1399.5
49	9.94E+06	124	4.81E+05	6	9	92	72	289.9	134.4	794.1
50	1.04E+07	317	7.22E+05	22	22	138	58	207.2	136.1	334.6
51	9.20E+06	153	6.61E+05	11	12	126	75	198.8	110.2	405.9
52	9.20E+06	102	7.22E+05	8	8	138	95	181.6	91.0	431.8
53	9.98E+06	83	1.08E+06	9	6	207	134	132.2	67.8	300.2
54	1.26E+07	70	5.41E+05	3	4	103	110	318.8	111.8	1513.4
55	1.08E+07	90	4.81E+05	4	6	92	87	311.3	123.7	1135.8
56	8.42E+06	105	2.41E+05	3	9	46	49	472.2	169.2	2140.4
57	9.50E+06	79	7.22E+05	6	6	138	108	186.3	84.6	522.4
POOLED	9.61E+06	6431	7.82E+05	523	483	150	14	177.8	154.1	205.1

Table BOT1 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	1.56E+07	130	1.32E+06	11	6	252	149	169.7	93.5	348.5
2	1.48E+07	82	9.02E+05	5	4	172	147	230.6	98.8	723.0
3	9.20E+06	51	1.80E+05	1	4	34	56	627.0	127.8	11219.5
4	8.18E+06	68	8.42E+05	7	6	160	117	138.9	65.5	359.8
5	1.12E+07	62	2.53E+06	14	4	481	253	64.4	36.0	125.2
6	8.30E+06	92	7.22E+05	8	8	137	94	164.4	82.0	392.6
7	1.39E+07	116	1.44E+06	12	6	275	156	139.4	78.1	278.0
8	1.04E+07	287	7.94E+05	22	20	151	64	188.4	123.4	304.8
9	9.74E+06	54	1.80E+05	1	4	34	56	661.9	135.6	11519.2
10	1.22E+07	271	1.26E+06	28	16	240	90	140.5	95.8	215.5
11	1.02E+07	170	4.81E+05	8	12	92	63	300.4	153.6	698.9
12	7.94E+06	66	9.62E+05	8	6	183	126	118.5	58.0	287.2
13	5.95E+06	33	1.44E+06	8	4	275	189	59.7	27.5	150.8
14	5.14E+06	114	5.41E+05	12	16	103	58	137.0	76.7	273.5
15	9.86E+06	82	7.22E+05	6	6	137	108	193.7	88.1	542.1
16	7.47E+06	145	6.70E+05	13	14	128	70	160.7	92.5	309.1
17	1.35E+07	75	7.22E+05	4	4	137	130	261.1	102.8	965.8
18	9.20E+06	51	7.22E+05	4	4	137	130	178.9	68.7	679.7
19	7.46E+06	62	6.01E+05	5	6	114	98	175.3	73.9	558.4

Table BOT1 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
20	7.15E+06	119	6.01E+05	10	12	69	44	256.0	134.8	551.2
21	1.57E+07	87	1.80E+06	10	4	207	131	188.2	97.7	411.2
22	6.87E+06	200	8.59E+05	25	21	99	42	174.8	112.9	282.4
23	8.80E+06	183	1.06E+06	22	15	122	54	181.5	114.4	302.5
24	1.03E+07	171	1.08E+06	18	12	124	61	206.5	125.3	362.6
25	1.11E+07	277	8.82E+05	22	18	101	45	272.6	174.0	449.1
26	1.13E+07	188	1.26E+06	21	12	145	66	195.0	122.1	328.4
27	9.96E+06	138	1.88E+06	26	10	215	89	116.6	74.7	189.0
28	5.88E+06	114	1.24E+06	24	14	142	61	104.4	65.5	173.5
29	5.59E+06	186	1.41E+06	47	24	162	53	87.3	61.2	126.7
30	7.94E+06	55	4.33E+05	3	5	50	54	377.5	129.3	1785.0
31	7.86E+06	109	1.30E+06	18	10	149	73	132.5	79.0	236.4
32	1.14E+07	158	1.66E+06	23	10	191	83	150.3	95.0	249.2
33	9.14E+06	152	9.62E+05	16	12	110	57	206.3	121.9	375.7
34	7.94E+06	132	7.82E+05	13	12	90	51	219.8	123.6	428.9
35	9.29E+06	103	1.35E+06	15	8	155	82	149.8	85.9	282.1
36	1.56E+07	130	1.32E+06	11	6	252	149	169.7	93.5	348.5
37	1.48E+07	82	9.02E+05	5	4	172	147	230.6	98.8	723.0
38	8.18E+06	68	8.42E+05	7	6	160	117	138.9	65.5	359.8
39	1.12E+07	62	2.53E+06	14	4	481	253	64.4	36.0	125.2
40	8.30E+06	92	7.22E+05	8	8	137	94	164.4	82.0	392.6
41	1.39E+07	116	1.44E+06	12	6	275	156	139.4	78.1	278.0
42	1.04E+07	287	7.94E+05	22	20	151	64	188.4	123.4	304.8
43	1.22E+07	271	1.26E+06	28	16	240	90	140.5	95.8	215.5
44	1.02E+07	170	4.81E+05	8	12	92	63	300.4	153.6	698.9
45	7.94E+06	66	9.62E+05	8	6	183	126	118.5	58.0	287.2
46	5.95E+06	33	1.44E+06	8	4	275	189	59.7	27.5	150.8
47	5.14E+06	114	5.41E+05	12	16	103	58	137.0	76.7	273.5
48	9.86E+06	82	7.22E+05	6	6	137	108	193.7	88.1	542.1
49	7.47E+06	145	6.70E+05	13	14	128	70	160.7	92.5	309.1
50	1.35E+07	75	7.22E+05	4	4	137	130	261.1	102.8	965.8
51	9.20E+06	51	7.22E+05	4	4	137	130	178.9	68.7	679.7
52	7.46E+06	62	6.01E+05	5	6	114	98	175.3	73.9	558.4
53	8.25E+06	183	1.26E+06	28	16	240	90	95.2	64.2	147.5
54	1.10E+07	61	1.80E+06	10	4	343	212	88.2	45.6	194.2
55	1.03E+07	57	5.41E+05	3	4	103	110	261.5	90.5	1266.7
56	9.65E+06	107	7.22E+05	8	8	137	94	190.8	95.8	452.7
57	6.13E+06	34	1.08E+06	6	4	206	161	81.4	34.7	239.6
58	1.06E+07	88	1.32E+06	11	6	251	148	115.7	62.6	241.0
59	1.47E+07	102	1.73E+06	12	5	329	186	123.0	68.5	246.5

Table BOT1 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
60	5.69E+06	71	3.21E+05	4	9	61	57	248.0	97.3	920.6
61	6.93E+06	144	4.33E+05	9	15	82	53	228.4	120.0	507.4
62	1.33E+07	221	9.62E+05	16	12	183	90	199.1	121.7	353.8
63	8.66E+06	96	9.02E+05	10	8	171	106	138.3	73.4	298.5
64	1.41E+07	117	1.32E+06	11	6	251	148	153.3	84.1	315.9
65	1.38E+07	115	2.41E+06	20	6	457	202	83.9	52.3	142.8
66	1.55E+07	129	1.44E+06	12	6	274	155	155.1	87.3	308.2
67	1.54E+07	128	1.32E+06	11	6	251	148	167.5	92.2	344.0
68	1.32E+07	73	9.02E+05	5	4	171	146	206.2	87.7	650.7
69	5.89E+06	147	1.12E+06	28	18	213	80	76.8	51.3	119.8
70	1.68E+07	140	1.56E+06	13	6	297	162	155.5	89.4	299.5
71	1.43E+07	119	1.08E+06	9	6	206	134	189.4	98.7	423.8
72	1.37E+07	152	1.53E+06	17	8	291	139	129.7	79.3	228.8
73	9.46E+06	118	6.41E+05	8	9	122	84	210.5	106.2	497.3
74	6.97E+06	58	3.61E+05	3	6	69	73	266.5	92.3	1288.5
75	1.35E+07	75	7.22E+05	4	4	137	129	261.6	103.0	967.5
76	1.44E+07	239	1.44E+06	24	12	274	111	144.7	95.8	230.3
77	1.44E+07	120	1.92E+06	16	6	366	180	109.0	65.2	197.2
78	1.03E+07	128	1.04E+06	13	9	198	108	142.3	81.6	275.0
79	1.23E+07	68	7.22E+05	4	4	137	129	237.7	93.0	885.2
80	6.31E+06	35	5.41E+05	3	4	103	110	162.4	54.1	821.9
81	1.27E+07	106	1.32E+06	11	6	251	148	139.0	76.0	287.6
82	7.82E+06	65	7.22E+05	6	6	137	108	154.4	69.3	437.3
83	1.44E+07	120	7.22E+05	6	6	137	108	281.9	130.5	773.5
POOLED	9.28E+06	10619	1.28E+06	1463	826	147	23	159.1	127.9	197.9

Table BOT4 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	8.66E+06	48	9.02E+05	5	4	101	88	209.2	85.5	674.8
2	1.20E+07	100	8.42E+05	7	6	95	70	310.9	147.7	790.3
3	1.05E+07	58	1.08E+06	6	4	122	97	211.5	93.0	602.8
4	1.05E+07	87	6.01E+05	5	6	68	58	373.6	158.7	1154.6
5	7.94E+06	44	2.89E+06	16	4	324	166	62.0	33.9	120.0
6	1.39E+07	77	3.61E+05	2	4	41	52	767.7	227.4	4936.7
7	1.06E+07	118	8.12E+05	9	8	91	61	287.3	147.3	645.5
8	7.58E+06	42	1.62E+06	9	4	182	121	104.0	49.9	247.1
9	5.50E+06	61	1.44E+06	16	8	162	83	85.7	48.2	162.4
10	3.61E+06	40	8.12E+05	9	8	91	61	99.1	47.3	236.3
11	8.48E+06	94	4.51E+05	5	8	51	44	402.7	171.8	1237.1
12	4.62E+06	32	2.89E+05	2	5	32	41	331.2	91.1	2570.7
13	4.69E+06	26	5.41E+05	3	4	61	66	186.0	59.4	953.2
14	8.90E+06	74	8.42E+05	7	6	95	70	231.7	108.3	598.9
15	6.01E+06	100	6.01E+05	10	12	68	43	220.7	115.4	478.8
16	5.41E+06	30	2.34E+06	13	4	263	148	52.0	26.1	110.7
17	3.39E+06	47	1.37E+06	19	10	154	73	55.9	31.7	102.9
18	5.95E+06	66	1.62E+06	18	8	182	89	82.5	47.7	150.7
19	5.77E+06	96	1.56E+06	26	12	176	73	83.2	52.4	137.0
20	4.96E+06	55	1.80E+05	2	8	20	26	558.0	161.1	3887.6
21	1.11E+07	123	7.22E+05	8	8	81	57	334.8	166.7	790.2
22	7.94E+06	66	1.80E+06	15	6	203	107	98.7	55.1	189.8
23	8.15E+06	271	7.82E+05	26	24	88	36	231.9	152.0	368.5
24	8.51E+06	236	1.88E+06	52	20	211	66	102.4	73.1	145.5
25	6.49E+06	135	1.78E+06	37	15	200	71	82.4	55.4	125.3
26	3.85E+06	32	9.62E+05	8	6	108	76	89.2	40.3	227.9
27	6.44E+06	125	2.06E+06	40	14	231	80	70.6	47.8	106.5
28	4.87E+06	27	1.80E+06	10	4	203	128	60.6	28.3	142.9
29	2.44E+06	27	7.22E+05	8	8	81	57	75.4	33.3	195.4
30	7.11E+06	138	1.03E+06	20	14	116	54	154.3	94.7	265.5
31	5.32E+06	59	3.61E+05	4	8	41	39	316.0	121.4	1172.4
32	7.03E+06	117	1.20E+06	20	12	135	63	131.1	79.9	226.9
33	3.90E+06	81	8.66E+05	18	15	97	47	101.0	59.2	182.6
34	6.61E+06	55	2.41E+05	2	6	27	34	558.0	161.1	3887.6
35	5.29E+06	44	9.62E+05	8	6	108	76	122.1	57.1	305.0
36	1.15E+07	447	1.86E+06	72	28	208	57	140.0	104.8	188.8
37	5.95E+06	33	1.98E+06	11	4	222	135	67.5	33.1	150.8
38	4.57E+06	133	1.13E+06	33	21	127	48	91.1	60.3	141.3
39	7.46E+06	93	1.44E+06	18	9	162	79	116.1	68.6	208.5

Table BOT4 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
40	8.03E+06	89	2.71E+06	30	8	303	118	67.2	43.0	107.9
41	8.84E+06	49	1.08E+06	6	4	121	97	179.7	78.0	517.5
42	8.18E+06	68	2.41E+06	20	6	269	125	76.8	45.3	136.3
43	7.89E+06	175	7.67E+05	17	16	86	43	228.9	137.5	407.7
44	6.76E+06	75	2.16E+06	24	8	242	104	70.7	43.3	119.8
45	1.60E+07	266	1.02E+06	17	12	115	57	344.7	209.8	605.6
46	7.90E+06	197	1.24E+06	31	18	139	54	142.9	95.3	221.3
47	1.08E+07	313	1.48E+06	43	21	166	56	163.6	115.3	237.1
48	6.49E+06	108	6.01E+05	10	12	67	43	238.5	125.1	515.7
49	1.47E+07	163	2.80E+06	31	8	313	121	118.5	78.5	184.6
50	1.10E+07	137	8.82E+05	11	9	99	60	274.6	148.9	566.7
51	1.11E+07	184	1.14E+06	19	12	128	61	215.8	132.6	372.6
52	9.83E+06	286	1.61E+06	47	21	181	59	137.1	97.4	196.6
53	8.08E+06	168	1.20E+06	25	15	135	57	150.8	96.8	245.0
54	8.42E+06	70	1.80E+06	15	6	202	107	104.8	58.8	200.9
55	1.31E+07	109	1.08E+06	9	6	121	81	266.4	136.1	600.9
56	1.30E+07	162	8.02E+05	10	9	90	57	354.4	189.0	752.3
57	5.77E+06	72	8.82E+05	11	9	99	60	146.0	76.7	310.0
58	9.82E+06	245	1.88E+06	47	18	211	69	117.6	83.2	169.3
59	9.38E+06	78	1.44E+06	12	6	162	94	145.1	78.1	297.5
60	1.01E+07	112	2.71E+05	3	8	30	33	763.4	274.0	3251.6
61	6.01E+06	50	4.81E+05	4	6	54	51	269.6	102.3	1014.2
62	8.18E+06	68	8.42E+05	7	6	94	70	213.7	99.4	555.1
63	6.39E+06	124	1.70E+06	33	14	191	71	85.0	56.1	132.2
64	8.66E+06	180	1.68E+06	35	15	189	69	116.0	78.4	176.2
65	6.11E+06	127	5.29E+05	11	15	59	36	255.0	137.9	527.9
66	5.77E+06	96	9.62E+05	16	12	108	55	134.5	77.8	249.1
POOLED	7.98E+06	7308	1.25E+06	1141	661	140	22	143.7	115.3	179.2

Table BOT5 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
1	1.46E+07	81	7.22E+05	4	4	137	129	282.7	111.7	1039.3
2	1.56E+07	260	6.01E+05	10	12	114	70	368.4	202.7	765.8
3	7.76E+06	43	1.08E+06	6	4	205	161	102.9	44.8	298.3
4	1.12E+07	62	7.22E+05	4	4	137	129	217.6	84.7	815.6
5	1.42E+07	394	1.26E+06	35	20	239	81	163.9	116.7	238.6
6	1.12E+07	62	2.34E+06	13	4	445	242	69.6	38.3	138.6
7	1.19E+07	99	1.08E+06	9	6	205	133	158.3	81.9	356.9
8	8.80E+06	122	9.38E+05	13	10	178	97	136.0	77.8	263.3
9	8.12E+06	45	1.08E+06	6	4	205	161	107.7	47.1	311.2
10	1.01E+07	56	9.02E+05	5	4	171	146	159.2	66.6	510.2

Table BOT5 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
11	1.13E+07	141	1.04E+06	13	9	198	108	156.9	90.3	302.2
12	1.31E+07	473	7.22E+05	26	26	137	53	262.5	178.9	404.3
13	8.12E+06	45	1.26E+06	7	4	239	175	92.7	42.5	245.6
14	1.35E+07	75	1.26E+06	7	4	239	175	153.6	72.9	396.0
15	1.07E+07	104	2.99E+06	29	7	567	209	52.7	34.8	82.7
16	1.17E+07	65	2.71E+06	15	4	513	261	63.3	36.1	120.1
17	1.41E+07	78	1.08E+06	6	4	205	161	185.2	84.0	519.5
18	8.12E+06	45	7.22E+05	4	4	137	129	158.8	60.4	608.6
19	9.50E+06	158	6.61E+05	11	12	125	74	206.5	114.6	421.1
20	1.35E+07	169	1.44E+06	18	9	274	127	136.5	84.7	236.1
21	1.23E+07	68	5.41E+05	3	4	103	110	311.9	109.2	1484.2
22	1.41E+07	78	1.08E+06	6	4	205	161	185.2	84.0	519.5
23	1.36E+07	113	1.68E+06	14	6	319	168	117.3	68.0	222.0
24	1.15E+07	64	9.02E+05	5	4	171	146	181.5	76.7	577.3
25	6.31E+06	70	9.92E+05	11	8	188	111	92.4	49.4	194.6
26	7.76E+06	43	9.02E+05	5	4	171	146	122.7	50.3	399.6
27	6.37E+06	106	6.01E+05	10	12	114	70	152.9	81.5	328.6
28	1.07E+07	178	1.38E+06	23	12	262	108	112.9	73.5	183.0
29	5.23E+06	58	1.17E+06	13	8	222	121	65.1	35.7	130.2
30	1.24E+07	155	9.62E+05	12	9	182	103	186.2	105.5	367.8
POOLED	1.12E+07	3510	1.10E+06	343	226	208	23	149.6	127.8	175.1

Table FON1 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
1	1.05E+07	131	2.08E+06	26	9	234	97	113.2	72.4	183.8
2	3.43E+06	19	9.02E+05	5	4	101	88	84.0	30.7	292.8
3	1.08E+07	60	1.08E+06	6	4	122	97	218.5	96.3	621.4
4	8.18E+06	136	2.10E+06	35	12	236	87	87.6	58.5	134.4
5	1.68E+07	93	3.61E+05	2	4	41	52	915.5	275.0	5602.3
6	8.51E+06	59	1.59E+06	11	5	178	108	119.6	62.0	256.7
7	8.98E+06	498	8.48E+05	47	40	95	31	236.1	169.7	334.6
8	6.40E+06	71	9.92E+05	11	8	111	68	143.5	75.3	305.1
9	6.20E+06	86	7.22E+05	10	10	81	51	190.2	98.6	415.5
10	1.17E+07	146	1.12E+06	14	9	126	69	230.8	132.4	437.9
11	8.66E+06	48	2.34E+06	13	4	263	148	82.8	43.8	169.7
12	8.06E+06	67	7.22E+05	6	6	81	65	243.5	108.0	687.6
13	1.15E+07	96	1.56E+06	13	6	176	99	164.2	91.1	324.5
14	1.23E+07	85	1.44E+06	10	5	162	103	188.0	97.5	411.0

Table FON1 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
15	1.27E+07	106	1.08E+06	9	6	122	81	258.5	131.9	583.9
16	1.25E+07	139	9.02E+05	10	8	101	64	304.4	161.4	650.8
17	1.61E+07	89	1.80E+06	10	4	203	129	196.7	102.2	429.1
18	1.32E+07	73	1.80E+06	10	4	203	129	161.9	83.2	356.5
19	9.92E+06	55	2.71E+06	15	4	304	161	82.3	45.4	160.0
20	9.74E+06	54	2.16E+06	12	4	243	142	100.6	52.8	210.4
21	1.31E+07	437	1.53E+06	51	24	172	54	191.7	138.7	269.3
22	1.26E+07	140	2.34E+06	26	8	263	109	120.9	77.5	195.9
23	5.86E+06	65	4.51E+05	5	8	51	44	281.2	117.4	887.8
24	1.29E+07	107	9.62E+05	8	6	108	76	292.1	144.5	694.4
25	7.46E+06	62	6.01E+05	5	6	68	58	268.5	111.8	850.7
26	1.17E+07	65	1.98E+06	11	4	223	135	131.6	68.7	281.0
27	9.38E+06	117	1.36E+06	17	9	153	77	153.6	90.8	277.5
28	1.56E+07	130	1.80E+06	15	6	203	107	192.5	111.6	359.2
29	6.55E+06	109	6.61E+05	11	12	74	45	218.9	117.5	456.1
30	1.02E+07	71	1.15E+06	8	5	130	91	195.5	94.6	474.7
31	9.14E+06	76	2.16E+06	18	6	243	119	94.8	55.4	171.9
32	1.08E+07	90	1.08E+06	9	6	122	81	220.2	111.5	501.3
33	1.15E+07	254	1.58E+06	35	16	177	65	162.5	111.0	244.6
34	8.06E+06	67	9.62E+05	8	6	108	76	184.7	89.1	449.8
35	9.20E+06	102	1.17E+06	13	8	132	74	174.3	97.0	343.6
POOLED	1.01E+07	4003	1.30E+06	515	286	146	25	173.9	138.1	218.8

Table SB2 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
1	5.41E+06	120	3.61E+05	8	16	68	46	197.4	99.6	467.0
2	6.17E+06	77	1.60E+05	2	9	30	38	469.9	138.7	3359.0
3	5.05E+06	42	2.41E+05	2	6	45	57	261.0	73.9	2069.0
4	9.11E+06	101	4.51E+05	5	8	85	72	261.5	113.0	812.5
5	7.31E+06	162	5.86E+05	13	16	110	60	165.6	95.7	317.9
6	4.45E+06	37	7.22E+05	6	6	135	106	81.6	35.0	239.1
7	2.83E+06	47	7.82E+05	13	12	147	80	48.6	26.1	98.5
8	1.05E+07	116	9.02E+05	10	8	169	105	153.8	82.3	329.8
9	6.93E+06	96	2.89E+05	4	10	54	51	307.3	122.4	1121.0
10	4.42E+06	49	2.71E+05	3	8	51	54	208.5	71.3	1029.3

Table SB2 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
11	3.93E+06	49	5.61E+05	7	9	105	77	92.8	42.8	244.9
12	8.48E+06	141	1.14E+06	19	12	214	97	99.5	62.0	170.7
13	5.32E+06	59	1.35E+06	15	8	254	129	52.9	29.9	101.0
14	4.25E+06	53	5.61E+05	7	9	105	77	100.3	46.5	263.5
15	1.29E+07	107	1.80E+06	15	6	338	172	95.5	56.0	177.3
16	3.01E+06	50	7.22E+05	12	12	135	77	55.9	29.7	116.1
17	1.41E+07	117	1.32E+06	11	6	248	147	141.4	77.5	291.6
18	7.46E+06	62	7.22E+05	6	6	135	106	135.9	60.8	386.5
19	3.25E+06	27	6.01E+05	5	6	113	96	71.3	27.8	240.1
20	8.30E+06	69	4.81E+05	4	6	90	85	222.5	87.1	830.9
21	5.41E+06	60	6.31E+05	7	8	118	87	113.4	53.1	296.0
22	1.08E+07	60	7.22E+05	4	4	135	128	194.0	75.3	731.3
23	1.30E+07	72	7.22E+05	4	4	135	128	232.0	91.0	863.8
24	7.82E+06	65	1.20E+06	10	6	226	139	86.7	45.0	190.5
25	6.67E+06	37	1.80E+05	1	4	34	55	427.1	84.4	9205.6
26	1.19E+07	66	1.08E+06	6	4	203	159	144.6	64.9	409.8
27	9.14E+06	76	6.01E+05	5	6	113	96	197.9	84.3	624.8
28	9.44E+06	157	7.82E+05	13	12	147	80	160.6	92.7	308.5
29	1.48E+06	74	4.81E+05	24	36	90	37	41.7	26.1	69.3
30	9.92E+06	55	9.02E+05	5	4	169	144	143.9	60.1	462.8
31	9.14E+06	76	9.62E+05	8	6	180	124	125.8	62.1	303.4
32	8.78E+06	146	1.38E+06	23	12	259	107	85.4	55.2	139.3
33	7.54E+06	94	4.01E+05	5	9	75	64	243.8	105.0	760.5
34	1.24E+07	69	1.08E+06	6	4	203	159	151.1	68.0	427.2
35	4.51E+06	25	1.44E+06	8	4	271	186	41.8	18.6	108.3
36	5.53E+06	46	8.42E+05	7	6	158	115	87.2	40.0	230.9
37	4.33E+06	48	1.17E+06	13	8	220	120	49.6	26.7	100.5
38	3.61E+06	50	7.94E+05	11	10	149	88	60.9	31.7	130.6
39	1.08E+07	90	8.42E+05	7	6	158	115	169.2	81.0	433.3
POOLED	6.40E+06	2947	7.26E+05	334	332	136	15	118.9	97.8	144.5

Table SB4 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	5.95E+06	99	3.01E+05	5	12	56	48	259.8	112.2	807.5
2	7.13E+06	89	1.60E+05	2	9	30	38	546.8	162.9	3785.1
3	5.91E+06	131	5.86E+05	13	16	110	60	136.0	78.0	262.8
4	1.05E+07	87	9.62E+05	8	6	180	123	145.7	72.4	349.1
5	4.44E+05	16	4.83E+06	174	26	902	139	1.3	0.7	2.1
6	1.08E+07	240	5.41E+05	12	16	101	57	266.8	153.1	520.4
7	6.73E+06	112	6.01E+05	10	12	112	69	150.5	80.4	323.1
8	7.22E+06	80	4.51E+05	5	8	84	72	211.2	90.2	664.5
9	9.38E+06	117	5.61E+05	7	9	105	76	222.2	107.7	562.4
10	8.84E+06	49	1.26E+06	7	4	235	172	94.2	43.4	248.5

Table SB4 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
11	1.15E+07	64	7.22E+05	4	4	135	127	209.7	81.7	786.7
12	7.40E+06	123	4.81E+05	8	12	90	62	205.3	103.6	484.9
13	7.76E+06	43	5.41E+05	3	4	101	108	186.1	63.1	928.5
14	6.97E+06	58	1.20E+06	10	6	224	139	78.6	40.5	173.7
15	1.10E+07	61	7.22E+05	4	4	135	127	200.1	77.7	752.9
16	6.53E+06	190	5.84E+05	17	21	109	52	151.4	93.2	265.5
17	5.56E+06	77	1.52E+06	21	10	283	122	50.2	30.9	86.0
18	7.85E+06	87	8.12E+05	9	8	151	98	130.2	66.8	295.3
19	9.92E+06	110	1.08E+06	12	8	202	114	124.0	69.3	248.0
20	8.39E+06	93	8.12E+05	9	8	151	98	139.0	71.6	314.5
21	8.06E+06	67	7.22E+05	6	6	135	106	148.9	66.9	421.7
22	7.85E+06	87	4.51E+05	5	8	84	72	229.3	98.4	718.1
23	5.88E+06	57	8.25E+05	8	7	154	106	96.1	46.6	234.9
24	1.62E+07	90	7.22E+05	4	4	135	127	292.8	116.2	1072.3
25	6.93E+06	269	9.53E+05	37	28	178	58	99.3	70.6	144.4
26	1.25E+07	104	1.20E+06	10	6	224	139	140.1	74.6	301.7
27	4.73E+06	131	3.97E+05	11	20	74	44	160.4	88.4	329.5
28	1.39E+07	154	1.26E+06	14	8	235	124	148.7	87.3	278.8
29	6.62E+06	257	5.41E+05	21	28	101	44	165.8	107.3	272.4
30	8.87E+06	123	6.49E+05	9	10	121	79	183.2	95.6	409.9
31	7.76E+06	86	7.22E+05	8	8	135	92	144.3	71.7	345.9
32	1.29E+07	107	1.32E+06	11	6	247	146	131.3	71.8	271.8
33	5.77E+06	48	6.01E+05	5	6	112	96	127.7	52.8	413.8
34	8.12E+06	90	7.22E+05	8	8	135	92	150.9	75.1	361.1
35	8.71E+06	181	5.77E+05	12	15	108	61	202.7	115.3	398.7
36	7.94E+06	165	5.77E+05	12	15	108	61	185.0	105.0	365.1
37	5.59E+06	217	5.41E+05	21	28	101	44	140.3	90.4	231.5
38	4.40E+06	61	7.94E+05	11	10	148	87	75.3	39.8	159.7
39	6.85E+06	152	7.22E+05	16	16	135	66	128.8	77.8	231.6
40	1.08E+07	60	5.41E+05	3	4	101	108	258.0	89.5	1249.4
41	8.90E+06	111	4.81E+05	6	9	90	70	244.6	112.8	675.5
42	1.48E+07	82	1.08E+06	6	4	202	158	181.7	82.6	509.3
43	9.86E+06	82	4.81E+05	4	6	90	85	267.3	105.6	985.8
44	6.52E+06	217	1.14E+06	38	24	213	69	78.2	55.4	113.7
45	1.45E+07	181	2.24E+06	28	9	419	157	88.3	59.5	136.9
46	6.97E+06	87	3.05E+06	38	9	568	184	31.5	21.3	47.5
47	5.95E+06	99	4.21E+05	7	12	78	57	188.6	90.7	480.8
48	8.18E+06	68	8.42E+05	7	6	157	115	130.2	61.4	337.8
49	1.00E+07	167	1.02E+06	17	12	191	91	133.2	81.7	234.5

Table SB4 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
50	8.31E+06	530	5.49E+05	35	46	102	34	205.1	146.7	297.2
51	1.19E+07	66	1.62E+06	9	4	303	197	99.0	50.1	227.5
52	4.91E+06	102	6.73E+05	14	15	126	66	98.9	57.1	188.1
53	1.32E+07	73	1.80E+06	10	4	336	208	98.7	51.6	215.7
54	7.19E+06	269	8.55E+05	32	27	159	56	114.7	79.8	171.2
55	1.05E+07	58	1.08E+06	6	4	202	158	129.2	57.5	368.5
56	8.39E+06	349	6.25E+05	26	30	117	45	181.9	123.2	282.1
57	6.13E+06	85	1.15E+06	16	10	215	106	72.4	42.5	133.0
58	8.22E+06	205	3.61E+05	9	18	67	44	302.3	160.5	663.5
59	1.04E+07	361	1.27E+06	44	25	237	71	112.1	82.1	157.1
60	5.65E+06	47	7.22E+05	6	6	135	106	104.9	46.0	302.9
61	5.77E+06	64	1.35E+06	15	8	252	128	58.2	33.1	110.6
62	6.61E+06	55	1.20E+06	10	6	224	139	74.6	38.2	165.3
63	6.86E+05	96	5.71E+04	8	101	11	7	160.8	80.3	383.8
64	8.59E+06	357	7.46E+05	31	30	139	50	156.5	109.1	233.8
65	4.03E+06	67	7.82E+05	13	12	146	79	70.1	38.8	139.3
66	7.03E+06	156	4.51E+05	10	16	84	52	209.0	113.1	443.3
67	6.01E+06	50	6.01E+05	5	6	112	96	133.0	55.2	429.7
68	1.19E+07	66	1.26E+06	7	4	235	172	126.4	59.5	328.4
69	1.05E+07	175	8.42E+05	14	12	157	83	168.7	99.4	315.0
70	5.72E+06	111	4.64E+05	9	14	87	56	165.5	86.0	371.9
71	2.07E+07	172	7.22E+05	6	6	135	106	375.0	175.8	1011.6
POOLED	6.95E+06	9040	8.12E+05	1056	939	152	10	116.9	95.7	142.8

Table SAL1 ZFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
1	8.95E+06	62	5.77E+05	4	5	109	103	219.0	85.2	820.5
2	1.68E+07	210	1.60E+06	20	9	302	134	153.5	98.0	256.6
3	1.35E+07	112	7.22E+05	6	6	136	107	265.8	122.7	731.7
4	1.33E+07	147	9.92E+05	11	8	187	110	193.6	107.2	395.7
5	7.94E+06	110	5.05E+05	7	10	95	70	225.3	109.0	570.6
6	1.31E+07	91	1.15E+06	8	5	217	149	164.4	81.9	392.6
7	1.14E+07	63	7.22E+05	4	4	136	128	222.4	86.7	832.5
8	1.49E+07	165	1.35E+06	15	8	255	130	160.4	95.8	293.1
9	1.24E+07	69	1.26E+06	7	4	238	174	142.4	67.2	368.5
10	1.17E+07	65	7.22E+05	4	4	136	128	229.3	89.5	856.5
11	1.13E+07	94	7.22E+05	6	6	136	107	223.9	102.5	621.9
12	1.19E+07	66	1.08E+06	6	4	204	160	158.1	71.0	447.3
13	1.26E+07	70	1.08E+06	6	4	204	160	167.5	75.5	472.5
14	1.11E+07	231	1.06E+06	22	15	199	84	153.6	100.1	250.0
15	9.14E+06	76	3.61E+05	3	6	68	73	349.7	123.2	1644.0
16	1.20E+07	250	1.06E+06	22	15	199	84	166.1	108.4	269.7
17	6.25E+06	52	4.81E+05	4	6	91	85	184.2	70.9	698.9
18	5.77E+06	40	7.22E+05	5	5	136	116	115.0	46.9	376.1
19	1.50E+07	83	2.16E+06	12	4	408	231	101.1	55.7	204.4
20	8.30E+06	69	7.22E+05	6	6	136	107	165.2	74.4	466.2
21	1.50E+07	83	1.62E+06	9	4	306	199	133.9	68.6	304.1
22	9.14E+06	152	1.62E+06	27	12	306	117	83.0	55.2	130.3
23	9.26E+06	77	1.44E+06	12	6	272	154	93.9	51.5	190.4
24	1.19E+07	149	1.28E+06	16	9	242	119	136.1	82.1	244.7
25	7.94E+06	44	7.22E+05	4	4	136	128	156.6	59.5	600.9
25	7.94E+06	44	7.22E+05	4	4	136	128	156.6	59.5	600.9
26	1.10E+07	61	7.22E+05	4	4	136	128	215.9	84.0	809.9
27	9.92E+06	55	7.22E+05	4	4	136	128	195.0	75.3	736.9
28	1.39E+07	77	5.41E+05	3	4	102	109	354.9	125.1	1665.4
29	1.37E+07	152	7.22E+05	8	8	136	93	272.6	138.8	637.0
30	1.11E+07	123	1.44E+06	16	8	271	134	112.8	67.5	204.1
31	1.15E+07	288	1.08E+06	27	18	204	78	156.5	106.2	241.6
32	8.54E+06	142	4.81E+05	8	12	90	62	255.0	129.6	597.7
33	8.95E+06	124	5.05E+05	7	10	95	69	253.8	123.4	639.3
34	1.14E+07	63	1.44E+06	8	4	271	186	114.5	55.9	278.3
35	1.19E+07	66	5.41E+05	3	4	102	109	305.5	106.7	1456.8
36	1.32E+07	110	9.62E+05	8	6	181	124	198.5	99.8	470.3
37	3.97E+06	88	2.25E+05	5	16	42	36	250.2	107.5	780.7
38	1.26E+07	157	8.02E+05	10	9	151	93	226.9	122.9	480.5
39	5.85E+06	73	2.41E+05	3	9	45	48	336.9	118.4	1590.3
40	1.39E+07	77	7.22E+05	4	4	136	128	271.2	106.9	1000.5

Table SAL1 ZFT

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
41	1.30E+07	144	1.17E+06	13	8	220	120	161.5	93.0	310.9
42	4.17E+06	52	1.60E+05	2	9	30	38	351.6	101.4	2659.7
43	1.23E+07	68	9.02E+05	5	4	170	145	194.3	82.3	615.5
44	1.33E+07	166	8.82E+05	11	9	166	98	218.6	121.5	444.9
45	1.42E+07	118	1.92E+06	16	6	362	178	108.3	64.7	196.1
46	1.23E+07	154	1.28E+06	16	9	241	119	140.9	85.1	253.0
47	1.41E+07	78	5.41E+05	3	4	102	109	359.3	126.8	1684.0
48	1.33E+07	92	1.15E+06	8	5	217	149	166.5	83.0	397.4
49	1.18E+07	98	1.20E+06	10	6	226	140	142.7	75.8	307.5
50	1.36E+07	113	1.32E+06	11	6	249	147	149.7	82.0	308.8
51	1.29E+07	107	1.44E+06	12	6	271	154	130.3	72.7	260.6
52	8.16E+06	181	7.67E+05	17	16	144	69	155.7	95.8	273.3
53	5.41E+06	135	4.01E+05	10	18	75	47	195.6	105.4	416.5
54	1.47E+07	305	1.44E+06	30	15	271	99	149.4	103.3	225.2
55	1.07E+07	89	7.22E+05	6	6	136	106	212.6	97.1	592.1
56	1.36E+07	226	1.14E+06	19	12	215	97	173.9	110.1	294.0
57	5.45E+06	68	4.01E+05	5	9	75	64	194.3	82.3	615.5
58	1.12E+07	62	1.80E+06	10	4	339	210	90.7	46.9	199.6
59	1.67E+07	139	2.41E+06	20	6	452	200	102.3	64.3	173.0
60	1.37E+07	114	1.08E+06	9	6	204	132	183.4	95.5	411.2
POOLED	1.08E+07	6795	9.50E+05	596	453	179	15	167.5	145.6	192.7

4. Données AFT

Table CCT4 AFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI(cm ⁻²)	(Ni)	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	1.35E+06	15	1.01E+07	112	8	428	82	24.1	12.9	41.0
2	2.71E+05	3	1.89E+06	21	8	80	35	26.6	4.9	84.9
3	6.41E+05	8	5.45E+06	68	9	231	56	21.3	8.7	43.6
4	1.20E+06	20	6.91E+06	115	12	293	55	31.2	18.2	50.0
5	7.22E+05	6	5.41E+06	45	6	229	68	24.3	8.3	55.7
6	1.17E+06	13	5.23E+06	58	8	222	58	40.3	20.1	73.5
7	4.01E+05	5	2.49E+06	31	9	105	38	29.5	8.7	74.3
8	4.01E+05	5	3.21E+06	40	9	136	43	22.9	6.9	56.3
9	2.41E+05	6	1.72E+06	43	18	73	22	25.4	8.6	58.5
10	1.08E+06	9	7.58E+06	63	6	321	81	25.8	11.1	51.4
11	1.68E+06	14	1.05E+07	87	6	443	96	28.9	15.0	50.7
12	8.18E+05	17	4.38E+06	91	15	185	39	33.5	18.6	56.2
13	1.20E+06	20	6.55E+06	109	12	278	54	32.9	19.2	52.9
14	9.02E+05	20	7.35E+06	163	16	311	50	22.0	13.0	34.9
15	1.36E+06	17	8.82E+06	110	9	374	72	27.7	15.5	46.1
16	7.22E+05	6	5.65E+06	47	6	239	70	23.3	7.9	53.2
17	5.61E+05	7	5.61E+06	70	9	238	57	18.2	6.9	38.7
18	1.20E+05	2	9.02E+05	15	12	38	19	25.3	2.6	101.6
19	1.17E+06	34	6.56E+06	191	21	278	41	31.8	CCT	45.8
20	7.22E+05	9	4.01E+06	50	9	170	48	32.5	13.9	65.7
POOLED	8.19E+05	236	5.30E+06	1529	208	225	14	27.5	23.4	32.3

Table CMR1 AFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	8.82E+05	22	7.98E+06	199	18	295	43	22.7	13.8	35.1
2	3.01E+05	5	1.56E+06	26	12	58	23	40.1	11.8	103.1
3	4.21E+05	7	4.93E+06	82	12	183	41	17.8	6.8	37.5
4	3.61E+05	9	2.36E+06	59	18	88	23	31.5	13.5	63.0
5	1.20E+05	2	2.16E+06	36	12	80	27	12.2	1.3	43.9
6	2.41E+05	8	2.31E+06	77	24	86	20	21.6	8.8	43.8
7	4.51E+05	10	2.12E+06	47	16	78	23	43.8	19.5	86.6
8	2.41E+05	4	1.44E+06	24	12	53	22	35.1	8.6	98.3
9	3.01E+05	10	1.80E+06	60	24	67	17	34.4	15.5	66.7
10	2.89E+05	4	2.45E+06	34	10	91	31	24.8	6.2	67.0
11	6.49E+05	9	4.11E+06	57	10	152	40	32.6	14.0	65.3
12	4.81E+05	4	2.04E+06	17	6	76	36	49.3	11.7	145.7
13	5.19E+05	18	3.52E+06	122	25	130	24	30.3	17.2	49.5
14	4.33E+05	6	4.26E+06	59	10	158	41	21.2	7.3	47.8
15	9.62E+04	2	1.68E+06	35	15	62	21	12.5	1.4	45.3
16	2.81E+05	7	1.20E+06	30	18	45	16	48.3	17.6	109.8
17	1.35E+05	3	1.71E+06	38	16	63	21	16.9	3.2	50.6
18	2.41E+05	2	3.61E+06	30	6	134	49	14.6	1.6	53.4
19	1.35E+05	3	5.41E+05	12	16	20	11	52.8	9.2	186.5
POOLED	3.48E+05	135	2.69E+06	1044	280	100	7	26.3	21.6	32.1

Table CMR2 AFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	4.81E+05	4	5.89E+06	49	6	222	64	16.9	4.3	44.5
2	8.02E+04	1	8.82E+05	11	9	33	20	20.6	0.4	124.3
3	1.12E+06	14	7.13E+06	89	9	269	58	31.8	16.5	55.6
4	9.02E+04	3	4.81E+05	16	24	18	9	39.1	7.0	130.1
5	3.61E+05	8	1.94E+06	43	16	73	22	37.8	15.1	79.8
6	1.02E+06	17	3.91E+06	65	12	147	37	52.6	28.7	90.0
7	1.30E+06	18	5.34E+06	74	10	201	47	48.9	27.3	82.1
8	1.71E+06	83	6.25E+06	303	35	236	28	54.6	42.3	70.6
9	2.25E+04	1	1.13E+05	5	32	4	4	44.4	0.8	348.9
10	1.44E+05	3	1.01E+06	21	15	38	16	29.9	5.5	95.3
11	7.70E+05	16	2.84E+06	59	15	107	28	54.5	29.1	95.1
12	2.41E+05	4	1.38E+06	23	12	52	22	35.9	8.8	101.3
13	8.93E+05	99	4.94E+06	548	80	186	17	36.1	28.7	45.4
14	1.95E+06	27	6.42E+06	89	10	242	52	60.8	37.8	93.9
15	4.01E+04	1	2.00E+05	5	18	8	6	44.4	0.8	348.9
16	5.05E+05	7	2.45E+06	34	10	93	32	41.9	15.4	94.0
17	1.48E+06	37	5.17E+06	129	18	195	35	57.4	38.6	83.0
18	4.41E+05	11	2.57E+06	64	18	97	24	34.8	16.4	65.6
19	5.41E+05	12	2.44E+06	54	16	92	25	44.9	21.6	83.9
20	3.61E+05	3	3.61E+06	30	6	136	49	21.0	3.9	64.2
21	8.66E+05	24	2.89E+06	80	20	109	25	60.2	36.3	95.4
POOLED	7.25E+05	393	3.30E+06	1791	391	125	7	43.8	38.1	50.4

Table CMR3 AFT

Grain no	RhoS (cm ⁻²)	Ns	Rhol (cm ⁻²)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error(-) (2σ)	error(+) (2σ)
1	1.14E+06	19	6.61E+06	110	12	249	48	34.8	20.0	56.5
2	1.13E+06	25	5.50E+06	122	16	207	38	41.2	25.5	63.3
3	3.01E+05	5	1.74E+06	29	12	66	24	35.4	10.4	89.8
4	2.41E+05	3	8.02E+05	10	9	30	19	62.0	10.6	229.6
5	1.55E+05	3	1.39E+06	27	14	52	20	23.3	4.3	72.0
6	9.02E+05	15	4.09E+06	68	12	154	38	44.5	23.4	77.8
7	1.12E+06	31	7.40E+06	205	20	279	40	30.4	20.0	44.3
8	1.00E+06	25	6.61E+06	165	18	249	40	30.5	19.1	46.3
9	2.65E+06	33	8.90E+06	111	9	336	64	59.5	39.0	88.1
10	6.41E+05	8	5.21E+06	65	9	196	49	25.1	10.2	51.4
11	1.20E+06	20	6.91E+06	115	12	261	49	35.0	20.5	56.2
12	3.01E+05	5	1.32E+06	22	12	50	21	46.5	13.5	122.2
13	1.92E+06	56	8.38E+06	244	21	316	42	46.0	33.6	61.6
14	6.01E+05	10	4.03E+06	67	12	152	37	30.3	13.7	58.3
15	5.21E+05	13	2.65E+06	66	18	100	25	39.8	19.9	71.9
16	1.58E+06	46	7.59E+06	221	21	286	40	41.7	29.6	57.4
17	8.12E+05	18	4.46E+06	99	16	168	34	36.6	20.7	60.4
18	7.94E+05	33	5.10E+06	212	30	192	27	31.3	20.9	45.1
19	3.21E+05	4	1.52E+06	19	9	57	26	43.4	10.4	125.9
20	1.32E+06	11	1.01E+07	84	6	381	84	26.5	12.6	49.3
POOLED	9.59E+05	383	5.16E+06	2061	288	195	11	37.1	32.3	42.7

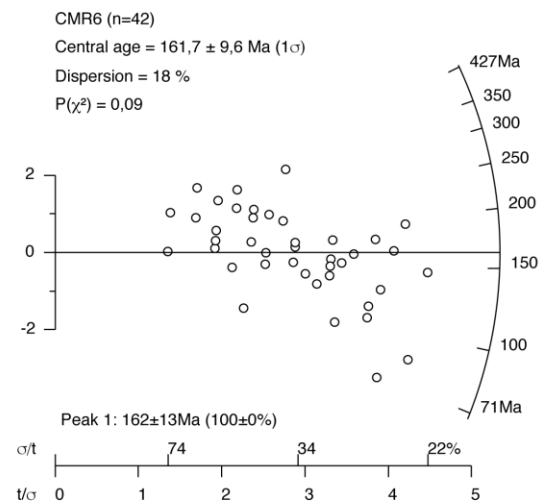
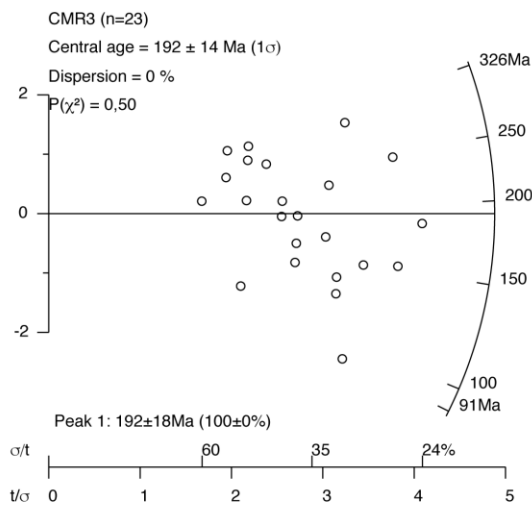
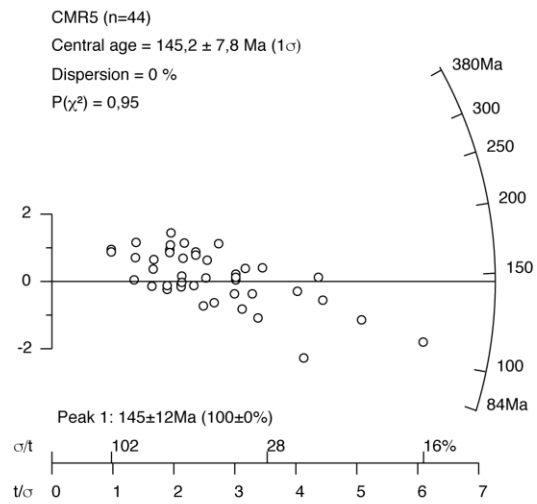
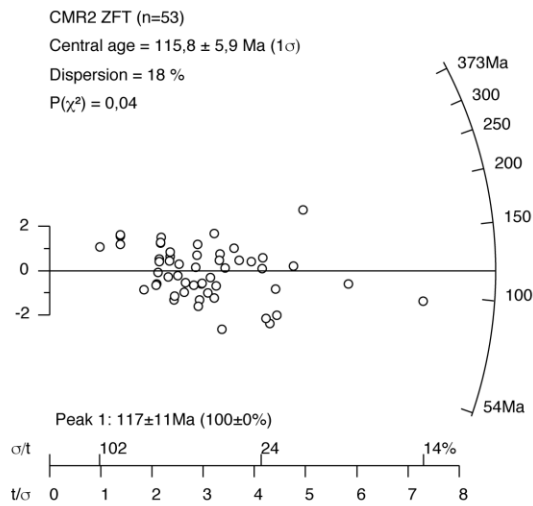
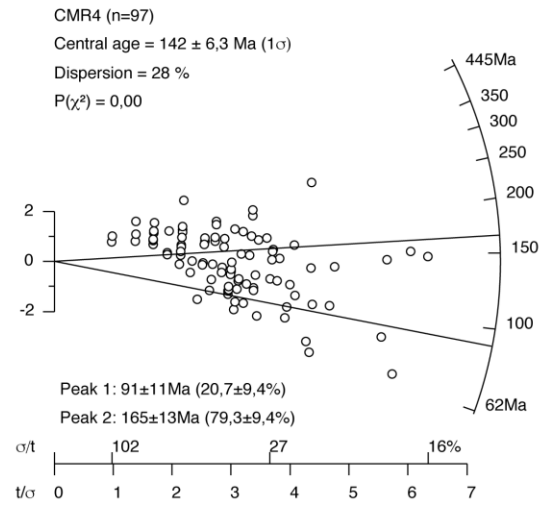
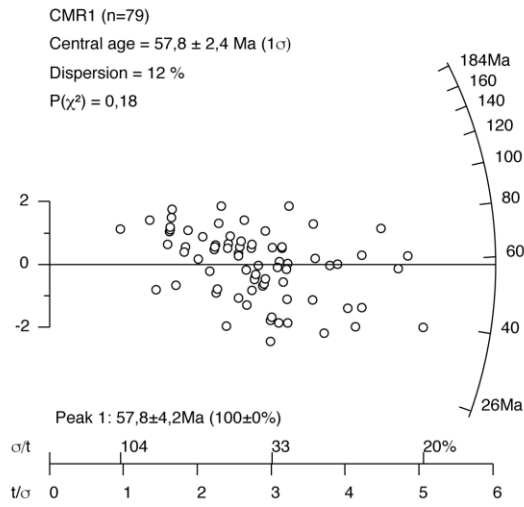
Table CMR7 AFT

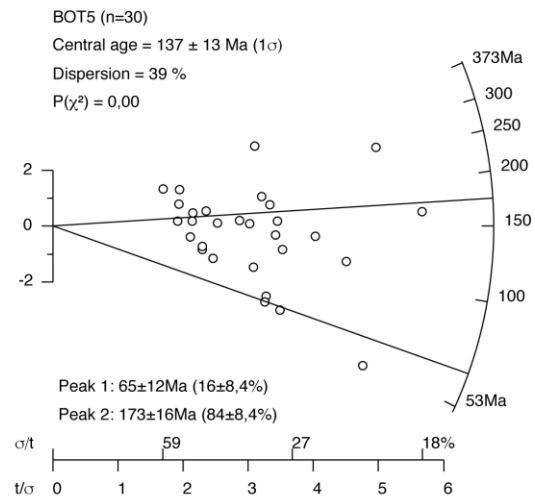
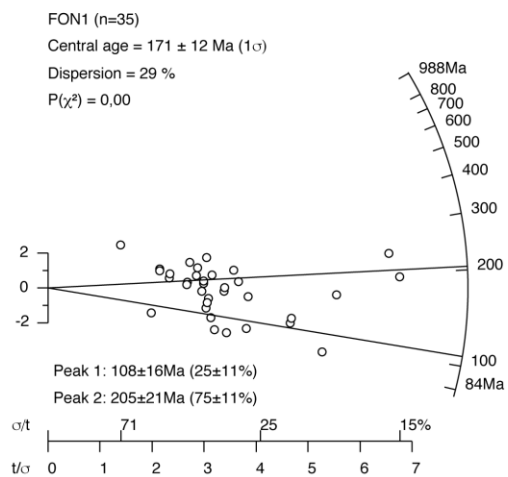
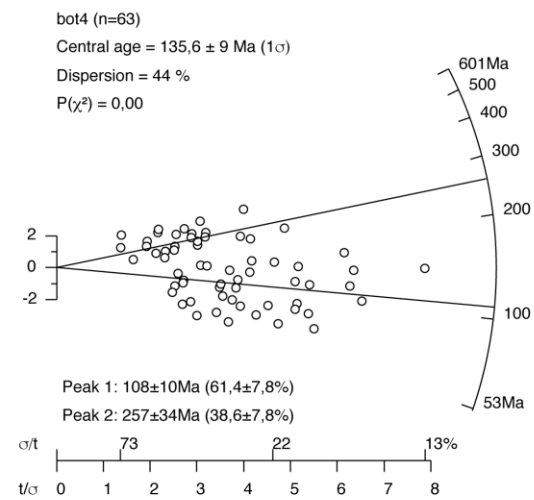
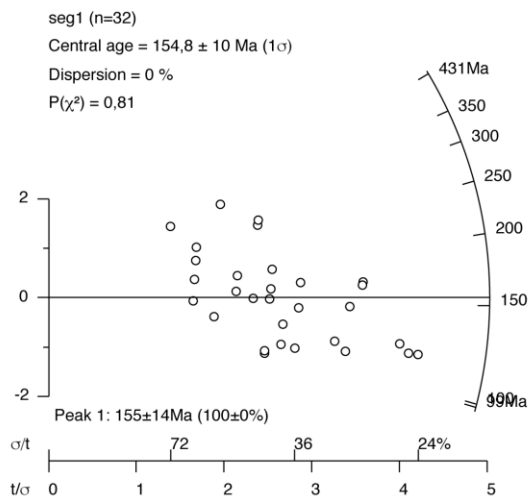
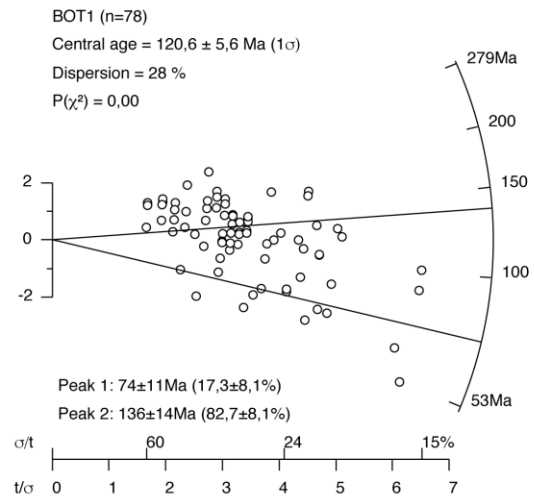
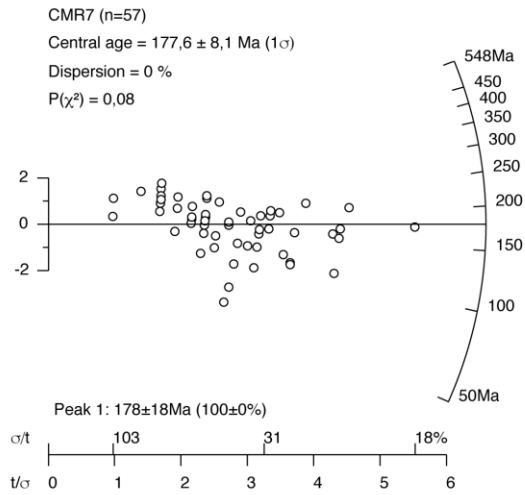
Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2σ)	Age	error - (2σ)	error+ (2σ)
1	2.24E+06	28	4.09E+06	51	9	141	39	119.9	72.8	192.4
2	3.54E+06	98	1.09E+07	303	20	376	45	70.6	55.4	89.9
3	9.62E+05	16	6.79E+06	113	12	234	45	31.3	17.2	52.6
4	4.76E+04	6	2.14E+05	27	91	7	3	49.7	16.5	119.8
5	1.38E+06	44	3.89E+06	124	23	134	24	77.7	53.7	110.1
6	1.15E+06	24	5.24E+06	109	15	180	35	48.5	29.6	75.5
7	1.06E+06	22	5.29E+06	110	15	182	35	44.1	26.4	69.7
8	1.04E+06	23	1.04E+06	23	16	36	15	216.2	116.7	397.9
9	1.00E+06	25	9.14E+06	228	18	314	43	24.2	15.2	36.5
10	8.12E+05	9	3.88E+06	43	8	133	41	46.5	19.7	95.1
11	2.77E+06	23	6.97E+06	58	6	240	63	87.0	51.1	142.1
12	1.20E+06	15	5.45E+06	68	9	187	46	48.7	25.7	85.2
13	1.02E+06	17	4.81E+06	80	12	165	37	46.9	25.9	79.2
14	2.33E+06	226	8.02E+06	778	70	276	22	63.5	53.5	75.3
15	1.80E+06	40	5.19E+06	115	16	178	34	76.2	51.7	109.7
16	8.02E+05	10	2.32E+06	29	9	80	30	76.2	32.9	158.2
17	1.35E+06	45	1.98E+06	66	24	68	17	148.3	99.4	218.8
18	7.99E+05	31	3.71E+06	144	28	128	22	47.4	30.9	69.9
19	1.49E+06	31	5.77E+06	120	15	198	37	56.8	36.8	84.5
20	2.29E+06	127	7.41E+06	411	40	255	26	67.5	54.4	83.7
21	1.35E+05	3	1.04E+06	23	16	36	15	29.9	5.5	94.3
22	1.83E+06	61	6.73E+06	224	24	232	32	59.7	44.1	79.5
23	1.39E+06	87	5.64E+06	352	45	194	22	54.1	42.2	69.3
24	1.59E+06	44	6.67E+06	185	20	230	35	52.2	36.6	72.7
25	7.70E+05	16	4.28E+06	89	15	147	31	39.7	21.6	67.5
26	1.55E+06	45	5.43E+06	158	21	187	30	62.5	43.7	87.3
27	2.16E+06	30	4.18E+06	58	10	144	38	113.0	70.2	177.4
28	1.67E+06	232	5.13E+06	711	100	176	14	71.3	60.1	84.5
29	2.78E+06	77	6.17E+06	171	20	212	33	98.0	74.1	129.6
30	4.33E+05	9	2.55E+06	53	15	88	24	37.8	16.2	76.0
31	1.26E+06	28	3.43E+06	76	16	118	27	80.8	50.3	125.4
32	1.08E+06	18	3.49E+06	58	12	120	32	68.3	37.7	116.5
33	1.22E+06	27	5.95E+06	132	16	205	36	45.0	28.5	68.2
34	1.80E+06	30	6.25E+06	104	12	215	43	63.4	40.6	95.4
35	3.13E+06	39	5.45E+06	68	9	187	46	125.1	82.2	187.2
36	1.64E+06	68	5.36E+06	223	30	184	25	66.6	50.2	88.3

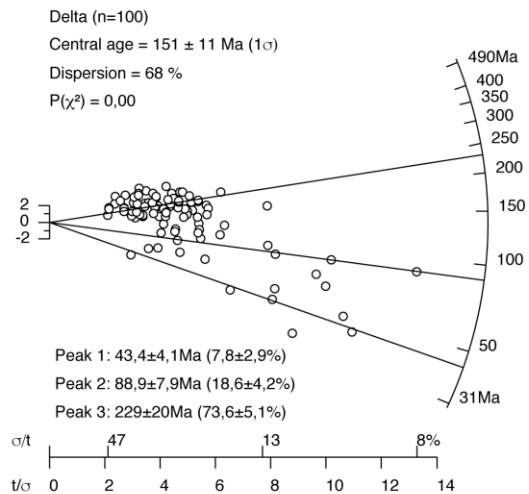
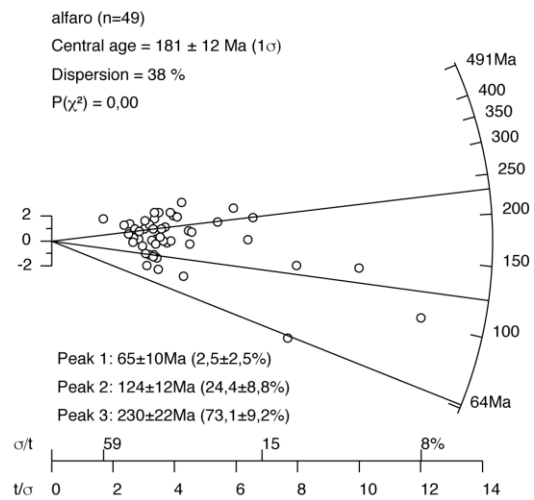
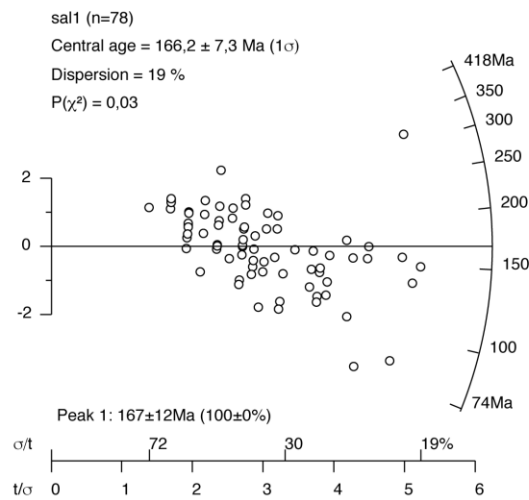
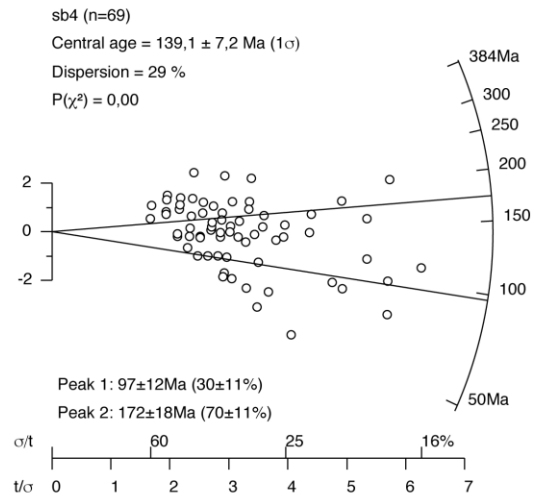
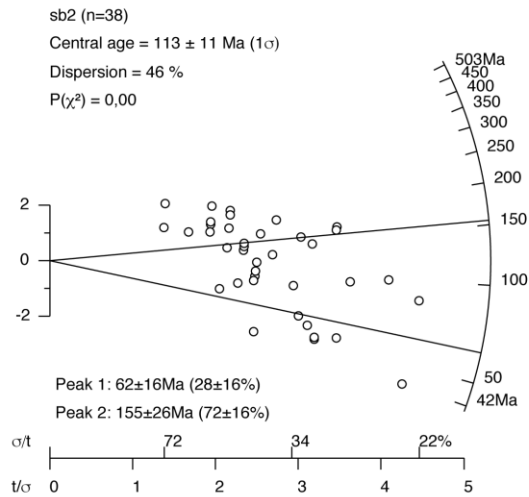
Table CMR7 AFT suite

Grain no	RhoS (cm-2)	Ns	Rhol (cm-2)	Ni	Sq	U	error (2 σ)	Age	error - (2 σ)	error+ (2 σ)
37	1.17E+06	13	5.50E+06	61	8	189	49	47.1	23.6	85.7
38	2.51E+06	87	6.06E+06	210	25	208	30	90.3	69.4	117.3
39	3.79E+06	63	7.88E+06	131	12	271	48	105.0	76.4	142.5
40	4.45E+06	37	1.03E+07	86	6	356	77	94.1	62.1	139.3
41	1.19E+06	23	5.72E+06	111	14	197	38	45.7	27.6	71.6
42	1.30E+06	18	2.24E+06	31	10	77	28	126.9	66.8	231.5
43	2.41E+06	30	9.62E+06	120	9	331	61	55.0	35.4	82.2
44	1.95E+06	54	5.52E+06	153	20	190	31	77.3	55.5	105.8
45	2.65E+06	33	6.81E+06	85	9	234	51	85.0	55.0	127.9
46	1.35E+06	28	6.49E+06	135	15	223	39	45.7	29.1	68.6
47	2.71E+05	3	2.53E+06	28	8	87	33	24.6	4.6	75.9
48	2.89E+06	24	8.18E+06	68	6	281	69	77.5	46.4	124.2
49	6.41E+05	8	1.84E+06	23	9	63	26	77.0	29.5	174.8
50	2.24E+06	28	3.69E+06	46	9	127	37	132.7	80.0	215.3
51	4.96E+05	11	1.89E+06	42	16	65	20	58.0	26.7	112.9
52	4.81E+05	4	3.85E+06	32	6	132	47	28.4	7.1	77.1
POOLED	1.51E+06	2138	4.99E+06	7047	1019	172	7	66.3	60.1	73.2

5. Radial Plot ZFT







Radial plots obtenus sur les échantillons trace de fission sur zircon utilisant le logiciel radialplotter d'après Vermeesch, 2009 utilisant l'approche statistique des densités par noyau (KDE). Les populations ont été obtenu en utilisant la fonction automatique du logiciel.

6. Radial plot AFT

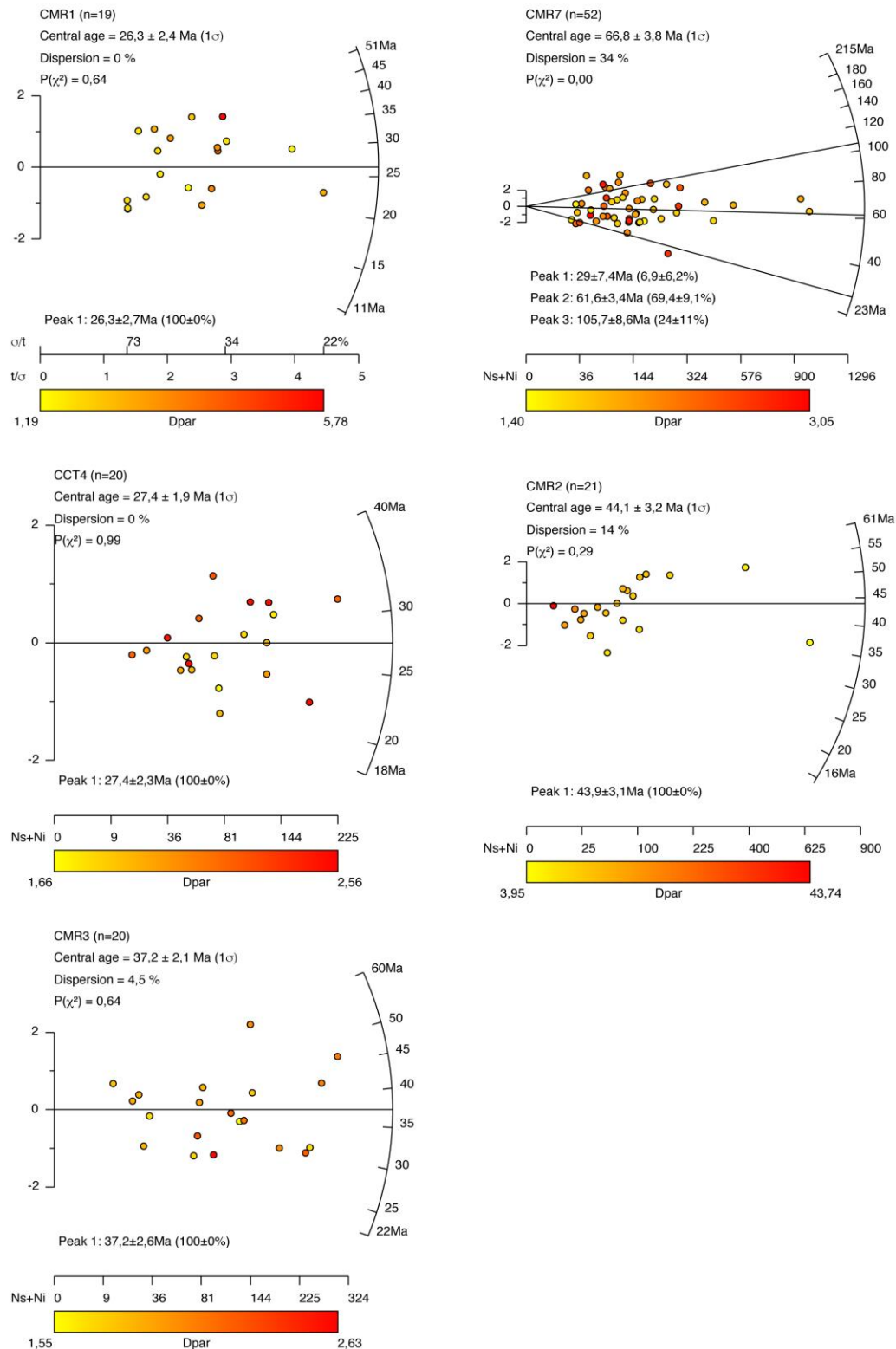


Figure Radial plots obtenus sur les échantillons trace de fission sur apatite utilisant le logiciel radialplotter d'après Vermeesch, 2009 utilisant l'approche statistique des densités par noyau (KDE). Les populations ont été obtenu en utilisant la fonction automatique du logiciel.

7. Spectres Raman

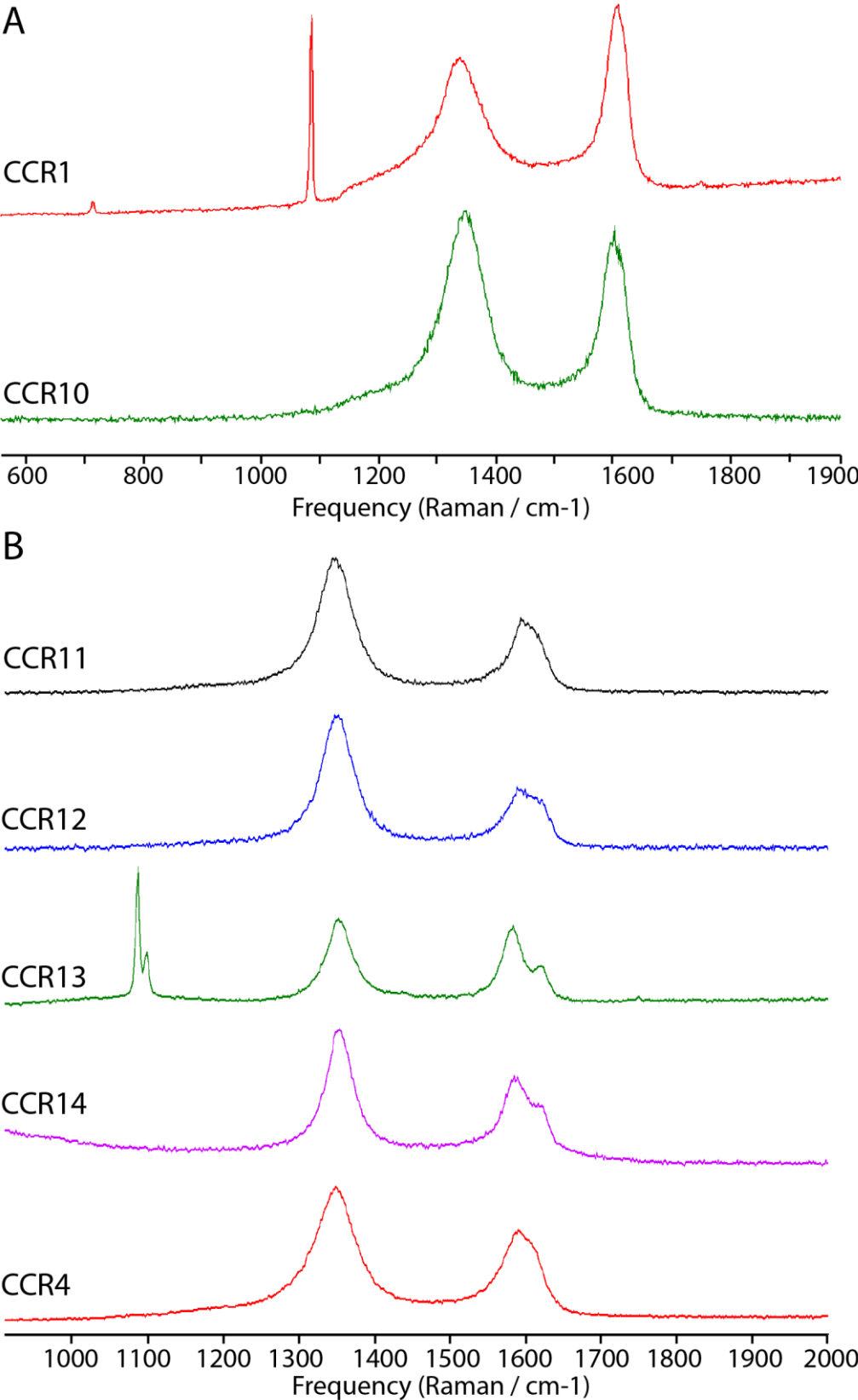


Figure Spectre Raman A) calibration de Lahfid et al. 2010 B) calibration de Beyssac et al. 2002.

8. Résultats Multi-Equilibres

Table Résultats des calculs des multi-équilibres Quartz-Chlorite-Phengite-H₂O (CMR1)

Mnx	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MNO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	XAm	X Cel	P (bars)	T (°C)	delta G (J)
Phg Chl *	45.12	33.89	5.29	-	1.03	0.06	0.45	8.30					
	22.91	23.03	36.52	0.03	4.81	0.01	-	0.03	0.11	0.64	1623	338	1217
Chl	24.87	23.87	29.63	0.10	4.29	-	0.13	1.49	0.14	0.66	1400	328	1323
Chl	22.23	23.12	36.64	0.04	4.61	0.03	-	0.06	0.13	0.66	1384	328	1336
Chl	22.28	23.44	35.77	0.03	5.34	-	0.04	-	0.13	0.66	1523	334	1337
Chl	22.96	22.52	34.82	0.04	5.41	0.03	-	0.02	0.13	0.66	1583	336	1346
Chl	22.54	23.70	35.76	0.07	5.39	-	-	0.05	0.14	0.65	1084	315	1373
Chl	22.53	24.07	35.59	0.05	5.38	-	-	0.04	0.12	0.67	1617	338	1419
Chl	22.95	23.52	35.54	-	5.58	0.01	-	0.08	0.12	0.66	1834	346	1419
Chl	24.27	21.41	34.29	0.05	6.71	0.05	0.02	0.01	0.10	0.67	1405	330	1430
Chl	23.25	23.01	32.94	0.06	5.06	0.00	0.07	0.49	0.12	0.66	1895	349	1434
Chl	21.82	22.81	36.56	0.09	4.53	0.02	0.00	0.04	0.11	0.66	1830	346	1456
Chl	23.20	21.82	34.23	0.06	5.75	0.02	0.00	0.05	0.15	0.68	1083	315	1477
Chl	22.98	23.02	35.88	0.09	5.11	0.01	0.00	0.04	0.14	0.68	1639	339	1486
Chl	22.75	23.63	35.05	0.06	5.66	-	-	0.04	0.17	0.69	1156	318	1490
Chl	22.69	22.58	35.49	0.10	4.92	-	-	0.02	0.14	0.68	991	311	1517
Chl	24.06	24.25	34.31	0.07	5.86	0.06	0.01	0.06	0.15	0.69	1132	317	1523
Chl	22.70	23.06	36.96	0.06	4.61	0.01	-	0.01	0.12	0.68	1553	336	1525
Chl	22.76	23.49	35.20	0.07	4.79	0.07	-	0.04	0.15	0.69	995	311	1548
Chl	22.65	23.08	35.64	0.09	4.90	0.02	0.02	0.01	0.13	0.69	1634	339	1554
Chl	22.65	22.52	34.76	0.03	5.56	0.13	0.01	0.03	0.11	0.65	2335	358	1554
Chl	22.75	23.51	35.60	0.09	5.09	0.01	-	0.10	0.12	0.68	1067	316	1557
Chl	23.87	24.12	34.54	0.06	5.02	0.01	0.07	0.52	0.17	0.70	1020	312	1626
Chl	25.74	24.49	29.88	0.08	4.21	0.03	0.10	1.56	0.15	0.70	898	307	1648
Chl	26.69	25.13	30.91	0.07	4.32	0.02	0.22	1.44	0.19	0.71	960	307	1652
Chl	22.25	22.84	35.49	0.06	5.30	0.05	0.02	0.02	0.12	0.66	2593	363	1656
Chl	27.66	25.20	26.63	0.05	3.87	-	0.32	2.54	0.16	0.69	855	305	1656
Chl	22.53	23.31	35.54	0.07	4.75	0.03	0.06	0.05	0.16	0.71	1061	315	1665
Chl	22.32	23.38	36.36	0.08	5.10	-	0.02	-	0.16	0.68	775	302	1670
Chl	22.70	24.14	35.00	0.03	5.30	0.00	0.06	0.14	0.16	0.69	644	298	1686
Chl	22.27	23.69	36.07	0.08	5.10	0.03	0.02	0.04	0.16	0.69	780	302	1695
Chl	22.18	22.63	36.47	0.06	4.83	0.09	0.04	0.02	0.12	0.68	2275	357	1698
Chl	23.87	25.54	33.71	0.05	5.66	-	0.08	0.28	0.16	0.69	614	298	1711
Chl	22.50	23.64	35.15	0.08	5.63	0.01	0.00	0.06	0.17	0.69	665	299	1717
Chl	22.75	23.10	35.80	0.08	5.10	0.04	0.05	0.05	0.17	0.72	1020	313	1717
Chl	22.19	23.47	36.15	0.07	4.86	0.07	0.01	0.04	0.16	0.69	634	299	1721
Chl	23.94	24.81	35.18	0.10	4.80	-	0.06	0.33	0.17	0.71	876	306	1724

Mnx	SiO2	Al2O3	FeO	MNO	MgO	CaO	Na2O	K2O	XAm	X Cel	P (bars)	T (°C)	delta G (J)
Phg Chl *	45.12	33.89	5.29	-	1.03	0.06	0.45	8.30					
	22.91	23.03	36.52	0.03	4.81	0.01	-	0.03	0.11	0.64	1623	338	1217
Chl	22.61	24.08	35.20	0.09	5.20	0.07	0.03	0.09	0.16	0.69	527	295	1725
Chl	22.73	23.44	35.91	0.05	5.00	-	0.00	0.04	0.16	0.71	880	307	1727
Chl	25.30	24.85	32.31	0.06	5.01	-	0.03	0.64	0.16	0.70	743	301	1742
Chl	25.01	24.34	30.72	0.06	4.78	0.07	0.26	0.67	0.17	0.72	907	307	1750
Chl	22.34	23.71	35.75	0.11	5.05	-	-	0.05	0.23	0.74	1128	314	1768
Chl	21.87	23.54	35.98	0.06	5.15	0.03	0.03	0.02	0.18	0.71	530	295	1785
Chl	25.20	24.64	32.32	0.11	4.65	0.05	0.09	0.84	0.11	0.67	2525	362	1788
Chl	22.24	23.30	35.46	0.03	5.60	0.04	0.06	0.02	0.11	0.62	3810	389	1791
Chl	22.91	22.79	35.55	0.11	5.33	-	0.05	-	0.18	0.71	642	298	1803
Chl	22.77	23.47	35.86	0.04	5.13	0.02	0.02	-	0.18	0.71	575	296	1809
Chl	23.31	23.47	34.40	-	5.91	0.07	0.02	0.06	0.18	0.68	3692	384	1830
Chl	22.78	23.40	34.60	0.09	5.24	0.01	0.00	0.06	0.10	0.66	3255	377	1898
Chl	22.05	23.58	36.09	0.05	4.75	-	-	0.01	0.12	0.66	3230	377	1904
Chl	22.08	23.47	35.95	0.07	5.11	-	-	0.05	0.12	0.67	3381	380	2000
Chl	22.38	23.42	35.98	0.06	5.00	0.00	-	-	0.12	0.67	3386	380	2008
Chl	23.28	23.64	35.17	0.04	4.91	0.03	0.01	0.02	0.12	0.65	3766	388	2012
Chl	22.76	23.80	35.46	0.03	5.48	0.04	0.11	0.02	0.12	0.67	3280	378	2016
Chl	22.23	23.09	36.46	0.10	4.65	-	0.02	0.03	0.12	0.66	3670	386	2102
Chl	22.89	23.00	35.54	0.08	5.04	0.07	0.02	0.04	0.10	0.62	4375	403	2103
Chl	22.02	22.96	36.83	0.11	4.55	-	0.02	0.02	0.13	0.67	4037	394	2244
Chl	22.44	23.38	35.85	0.05	4.75	0.03	0.00	0.05	0.17	0.62	5504	423	2274
Chl	22.59	23.42	35.08	0.08	5.30	0.03	0.03	0.07	0.13	0.65	4635	407	2331
Chl	22.25	23.86	35.17	0.08	5.41	0.04	0.05	0.04	0.11	0.65	4602	407	2358

9. Conversion des données vitrinites

Table Températures obtenues suite à la conversion des données VR de la littérature (Omodeo-Salé et al., 2016) en utilisant la calibration intégrant la circulation hydrothermale (H) et l'enfouissement seul (B) d'après Barker & Pawlewicz (1994).

Location	ID-Sample	%Ro Mean	Nb particles measured	Standard deviation	error (-)	error (+)	Tpeak (B)	error (-) (B)	error (+) (B)	Tpeak (H)	error (-) (H)	error (+) (H)
TORRECILLA	FM-N2	2.98	19	0.37	2.61	3.35	223.54	212.85	232.98	291.81	274.85	306.77
	CGT-413	2.50	16	0.37	2.13	2.87	209.38	196.46	220.51	269.35	248.86	287.00
	CG-103	3.3	13	0.4	2.90	3.70	231.77	221.35	240.99	304.85	288.33	319.48
	CG-2	3	20	0.2	2.80	3.20	224.08	218.52	229.29	292.66	283.84	300.91
MONTENEGRO	SMO-3b	3.9	16	0.87	3.03	4.77	245.24	224.88	261.48	326.21	293.93	351.96
	SMO-2	3.8	100	0.57	3.23	4.37	243.15	230.04	254.42	322.89	302.11	340.76
	SMO-1	2.8	23	0.55	2.25	3.35	218.52	200.88	232.98	283.84	255.87	306.77
	SMO-01	3.34	12	0.23	3.11	3.57	232.74	226.99	238.11	306.39	297.27	314.91
	SMO-0	4.45	6	0.44	4.01	4.89	255.88	247.48	263.48	343.08	329.77	355.14
	SIC-2	4.2	40	0.31	3.89	4.51	251.22	245.03	256.96	335.69	325.88	344.80
	SIC-1	4.2	21	0.75	3.45	4.95	251.22	235.35	264.47	335.69	310.53	356.70
	TORMO-2	4.6	20	0.47	4.13	5.07	258.55	249.86	266.40	347.32	333.54	359.76
POVEDA	TORMO-1	3.7	5	0.46	3.24	4.16	240.99	230.29	250.44	319.48	302.50	334.46
	SPOV-7	3	21	0.43	2.57	3.43	224.08	211.61	234.88	292.66	272.88	309.79
	SPOV-5b	2.3	7	0.35	1.95	2.65	202.65	189.34	214.08	258.68	237.57	276.80
	SPOV-5	2.4	9	0.28	2.12	2.68	206.09	196.08	214.99	264.13	248.26	278.24
	SPOV-3	2	12	0.55	1.45	2.55	191.38	165.45	210.98	240.81	199.69	271.88
	SPOV-2	2.3	18	0.51	1.79	2.81	202.65	182.44	218.81	258.68	226.63	284.29
	SPOV-1	2.2	18	0.51	1.69	2.71	199.07	177.80	215.88	253.00	219.27	279.66
	ROB-100	3.2	50	0.13	3.07	3.33	229.29	225.94	232.50	300.91	295.61	306.01
ENCISO	ROB-13	3	50	0.25	2.75	3.25	224.08	217.06	230.54	292.66	281.53	302.90
	OLI-200	2.86	16	0.25	2.61	3.11	220.23	212.85	226.99	286.55	274.85	297.27
	PR-11P	4.35	21	0.81	3.54	5.16	254.05	237.43	267.82	340.18	313.83	362.01
	SEN-5	2.4	22	0.87	1.53	3.27	206.09	169.78	231.03	264.13	206.56	303.68
	SEN-3	3.88	22	0.79	3.09	4.67	244.83	226.47	259.77	325.55	296.44	349.25
	SEN-1	2.09	4	0.23	1.86	2.32	194.93	185.53	203.35	246.44	231.53	259.79
	URB-2	3.2	18	0.52	2.68	3.72	229.29	214.99	241.43	300.91	278.24	320.17

Location	ID-Sample	%Ro Mean	Nb particles measured	Standard deviation	error (-)	error (+)	Tpeak (B)	error (-) (B)	error(+) (B)	Tpeak (H)	error (-) (H)	error (+) (H)
YANGAS	SOY-3b	2.9	20	0.88	2.02	3.78	221.35	192.19	242.72	288.33	242.08	322.22
	SOY-3	3	53	0.87	2.13	3.87	224.08	196.46	244.62	292.66	248.86	325.22
	SOH-4	2.7	12	0.31	2.39	3.01	215.58	205.75	224.35	279.19	263.59	293.09
	SOH-3	2.2	32	0.41	1.79	2.61	199.07	182.44	212.85	253.00	226.63	274.85
	SOO-2	2	27	0.23	1.77	2.23	191.38	181.53	200.16	240.81	225.19	254.73
	YN-B10	1.57	8	0.17	1.40	1.74	171.86	162.62	180.15	209.86	195.20	223.00
	YN-B04	2.4	40	0.44	1.96	2.84	206.09	189.75	219.66	264.13	238.23	285.65
	SOH-2	2.5	20	0.26	2.24	2.76	209.38	200.52	217.36	269.35	255.30	282.00
	SOH-1b	1.9	10	0.19	1.71	2.09	187.25	178.75	194.93	234.25	220.78	246.44
	SOH-1	2.1	16	0.28	1.82	2.38	195.32	183.78	205.41	247.05	228.75	263.06
	SOO-1	1.9	23	0.42	1.48	2.32	187.25	167.10	203.35	234.25	202.31	259.79
	SPO-2	4.6	46	0.52	4.08	5.12	258.55	248.88	267.19	347.32	331.98	361.02
	SHDL-1	2.9	35	0.27	2.63	3.17	221.35	213.47	228.53	288.33	275.83	299.71
	SPO-1	3.5	3	0.3	3.20	3.80	236.51	229.29	243.15	312.37	300.91	322.89
	SCL-1	3.1	27	0.63	2.47	3.73	226.73	208.40	241.65	296.85	267.80	320.51
	SCL-2	2.18	2	0.02	2.16	2.20	198.33	197.59	199.07	251.83	250.65	253.00
	PREJANO	ESC-PEÑ	0.62	35	0.08	0.54	0.70	96.93	85.79	106.72	91.04	73.38
PRJ 18		0.63	50	0.04	0.59	0.67	98.22	92.93	103.19	93.09	84.70	100.96
PRJ 10		0.56	80	0.11	0.45	0.67	88.72	71.09	103.19	78.03	50.06	100.96
SORIA	PIG-1	0.47	46	0.22	0.25	0.69	74.59	23.69	105.56	55.62	-25.10	104.72
	STFC-4b	0.38	41	0.12	0.26	0.50	57.45	26.85	79.58	28.44	-20.09	63.54
	STFC-4	0.5	31	0.21	0.29	0.71	79.58	35.66	107.86	63.54	-6.12	108.38
	STFC-1	0.57	58	0.17	0.40	0.74	90.15	61.59	111.20	80.29	35.00	113.67
	STFC-0	0.55	57	0.21	0.34	0.76	87.27	48.48	113.35	75.72	14.22	117.08
CASAREJOS	CAS-2	0.3	22	0.04	0.26	0.34	38.39	26.85	48.48	-1.79	-20.09	14.22

10. AHE

Table AHe

Sample name	Replicate	He (cc/g)	Dimension		Geometry	Rs (mg)	Weight	F_T	^{238}U (ng)	^{232}Th (ng)	^{147}Sm (ng)	[^4He] (nccSTP)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Measured age	Corrected age $\pm 1\sigma$ (Ma)		
			H(μm)	L(μm)																	
SB5	A	2,74E-10	304,35	100,01	Tetragonal	2Bf	65,78	6,59	0,78	0,023	0,082	0,004	41644	9,0	31,5	1,7	17	3,5	53,0	67,7	4,1
	B	5,38E-11	222,13	76,81	Tetragonal	-	42,75	2,69	0,68	0,016	0,093	0,006	19996	4,4	26,1	1,7	11	5,9	11,8	17,4	1,0
	C	1,45E-10	183,64	87,06	Tetragonal	1Pyr	48,22	2,70	0,71	0,053	0,205	0,008	53927	10,9	42,1	1,7	21	3,9	11,8	16,6	1,0
	D	4,14E-11	156,19	98,13	Tetragonal	-	48,04	2,90	0,72	0,031	0,096	0,005	14272	11,0	34,5	1,7	19	3,1	6,4	9,0	0,5
	F	5,50E-11	155,05	95,92	Tetragonal	-	43,26	2,20	0,69	0,005	0,038	0,003	25012	2,7	18,9	1,7	7	7,1	31,3	45,6	2,7
	G	4,12E-11	132,08	102,6	Tetragonal	2Bf	66,29	2,92	0,79	0,009	0,025	0,003	14132	4,3	12,6	1,7	7	2,9	23,5	29,9	1,8
SB4	B	1,27E-10	217,3	154,62	Tetragonal	No Pyr	77,77	11,33	0,82	0,026	0,034	0,012	11251	3,3	4,4	1,5	4	1,3	31,3	38,2	2,3
	C	9,81E-10	377,8	104,7	Tetragonal	No Pyr	60,95	8,83	0,77	0,249	1,191	0,013	111110	28,8	137,8	1,5	62	4,8	15,3	19,9	1,2
	E	4,63E-11	329,1	113	Tetragonal	No Pyr	64,70	9,13	0,79	0,030	0,051	0,012	46255	3,6	6,2	1,5	5	1,7	9,2	11,6	-
	F	1,16E-10	202,8	93,5	Tetragonal	No Pyr	64,99	9,21	0,78	0,166	0,257	0,042	12644	37,5	58,2	9,5	52	1,5	4,2	5,4	0,3
	G	6,19E-11	170,4	70,47	Tetragonal	1Pyr	51,07	3,82	0,73	0,018	0,036	0,022	16200	5,8	11,9	7,3	9	2,1	19,5	26,7	1,6
	H	1,29E-10	127,5	105,2	Tetragonal	No Pyr	38,06	1,51	0,64	0,021	0,079	0,045	85374	6,9	26,1	14,9	13	3,8	26,9	41,7	2,5
	K	6,40E-11	101,2	89,4	Tetragonal	No Pyr	47,57	2,65	0,71	0,007	0,058	0,143	24144	3,3	26,0	63,9	10	7,9	23,8	33,4	2,0
SAL1	D	2,27E-10	180,9	81,23	Tetragonal	2Pyr	43,24	1,79	0,68	0,092	0,105	0,218	126587	23,5	26,7	55,7	30	1,1	15,8	23,3	1,4
	H	9,32E-11	101,4	78,1	Tetragonal	F	43,80	1,33	0,69	0,069	0,099	0,086	70105	35,9	51,6	44,7	48	1,4	8,3	12,1	0,7
	J	1,08E-10	108,8	89,1	Tetragonal	No Pyr	42,83	1,84	0,69	0,039	0,082	0,132	58663	14,5	30,2	48,5	22	2,1	14,9	21,8	1,3
	C	2,74E-10	145,6	119,9	Tetragonal	1Pyr,1Bf	66,63	3,40	0,79	0,081	0,106	0,007	80743	18,9	24,9	1,7	25	1,3	21,4	27,1	1,6
F	8,10E-11	113,1	96,5	Tetragonal	1Pyr	43,38	1,63	0,69	0,029	0,166	0,122	49676	7,6	43,4	31,7	18	5,7	9,7	14,1	0,8	
SAL2	A	8,37E-10	189,6	92,1	Tetragonal	Eu	55,25	3,54	0,75	0,149	0,118	0,205	236403	53,4	42,3	73,2	64	0,8	38,7	51,7	3,1
	E	3,91E-10	117	104,2	Ellipsoide	Rd	57,13	2,73	0,76	0,062	0,321	0,090	143252	25,2	129,6	36,5	56	5,2	23,3	30,7	1,8
	F	3,90E-10	110,9	93,3	Tetragonal	SRd	44,82	2,09	0,70	0,018	0,297	0,059	186951	7,6	122,9	24,3	37	16,1	36,2	51,8	3,1
	G	3,17E-11	70,1	68,8	Sphere	Rd	32,06	0,74	0,60	0,004	0,043	0,016	42672	2,5	30,6	11,4	10	12,4	18,9	31,8	1,9

Table AHe suite

Sample name	Replicate	He (cc/g)	Dimension		Geometry	Rs (mg)	Weight	F_T	^{238}U (ng)	^{232}Th (ng)	^{147}Sm (ng)	[^4He] (nccSTP)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Measured age	Corrected age $\pm 1\sigma$ (Ma)		
			H(μm)	L(μm)																	
SAL5	A	1,07E-10	114	92,9	Ellipsoide	-	45,12	2,14	0,70	0,060	0,367	0,057	50190	27,1	165,6	25,6	67	6,1	6,0	8,6	0,5
	B	2,45E-11	104,8	65,62	Tetragonal	1Bf	36,49	0,90	0,63	0,011	0,079	0,021	27137	2,6	18,6	4,8	7	7,1	6,8	10,7	0,6
	E	1,82E-11	69,2	56,74	Tetragonal	1Pyr	26,42	0,37	0,51	0,009	0,127	0,009	49752	2,2	32,8	2,3	10	14,9	3,9	7,6	0,5
BOT1	A	5,28E-09	200,68	184,04	Ellipsoid	-	84,11	13,80	0,83	0,644	0,407	0,014	382931	65,2	41,1	1,5	75	0,6	59,0	70,9	4,3
	B	2,65E-09	182,09	153,19	Ellipsoid	-	66,96	7,45	0,79	0,444	0,671	0,011	355847	62,6	94,5	1,6	85	1,5	36,4	45,9	2,8
	C	4,63E-09	163,59	153,52	Tetragonal	1Pyr E	65,31	5,56	0,79	0,445	0,503	0,008	832928	88,0	99,5	1,7	112	1,1	68,0	86,5	5,2
	D	3,44E-09	171,05	157,13	Ellipsoid	-	73,80	9,18	0,81	0,359	0,888	0,010	374562	59,7	147,8	1,7	95	2,5	50,0	61,6	3,7
	E	1,47E-09	177,15	116,36	Tetragonal	1Pyr E	73,80	9,18	0,81	0,253	0,202	0,009	160340	47,9	38,2	1,6	57	0,8	40,4	49,8	3,0
	F	1,17E-09	195,62	122,59	Tetragonal	2Bf	65,80	4,54	0,78	0,204	0,290	0,008	258214	44,3	63,0	1,7	59	1,4	35,6	45,4	2,7
	G	5,16E-10	143,51	101,28	Tetragonal	1Bf	58,87	3,32	0,76	0,067	0,160	0,006	155292	18,2	43,2	1,7	29	2,4	40,5	53,1	3,2
	I	6,01E-10	126,49	123	Tetragonal	1 Pyr	52,97	2,93	0,74	0,082	0,376	0,005	205399	27,8	127,5	1,7	58	4,6	29,1	39,4	2,4
J	3,01E-10	120,75	68	Tetragonal	1Bf	34,06	0,90	0,61	0,023	0,165	0,002	332923	17,1	120,3	1,6	46	7,0	39,7	65,6	3,9	

11. Données U-Pb sur zircon

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
Bot-7	484	1464	767	3.9518	0.0612	0.2595	0.0018	0.1062	0.0013	1624.40	506.00	1487.10	8.98	1735.70	22.37	8.5	1487.1
Bot-8	9	155	46	0.3733	0.0077	0.0499	0.0004	0.0537	0.0009	322.10	507.00	313.90	2.23	358.50	37.38	2.5	313.9
Bot-10	29	341	117	0.5865	0.0105	0.0721	0.0005	0.0564	0.0008	468.60	509.00	448.70	3.02	468.80	30.65	4.2	448.7
Bot-13	24	142	239	1.0056	0.0200	0.1089	0.0008	0.0659	0.0010	706.60	512.00	666.40	4.52	801.70	30.19	5.7	666.4
Bot-16	85	182	191	5.6442	0.1083	0.3274	0.0023	0.1224	0.0016	1922.90	514.00	1826.00	11.22	1990.90	23.27	5.0	1826.0
Bot-17	119	314	80	5.6725	0.1062	0.3140	0.0022	0.1234	0.0016	1927.20	515.00	1760.50	10.85	2005.90	23.16	8.6	1760.5
Bot-20	128	187	108	13.2615	0.2648	0.5102	0.0036	0.1818	0.0024	2698.40	518.00	2657.60	15.53	2668.90	21.91	1.5	2657.6
Bot-22	17	302	196	0.3398	0.0073	0.0438	0.0003	0.0538	0.0009	297.10	519.00	276.60	2.00	362.40	35.58	6.9	276.6
Bot-24	17	206	39	0.6557	0.0143	0.0754	0.0006	0.0601	0.0009	512.00	521.00	468.70	3.34	607.20	33.10	8.5	468.7
Bot-25	11	84	88	0.8202	0.0203	0.0960	0.0007	0.0604	0.0010	608.20	522.00	590.60	4.32	618.40	36.68	2.9	590.6
Bot-27	2	26	0	0.5987	0.0217	0.0718	0.0007	0.0595	0.0016	476.40	524.00	446.90	3.94	585.80	56.28	6.2	446.9
Bot-28	8	153	88	0.3313	0.0085	0.0436	0.0003	0.0530	0.0010	290.60	525.00	274.80	2.12	326.70	42.02	5.4	274.8
Bot-29	26	588	50	0.3238	0.0074	0.0409	0.0003	0.0539	0.0008	284.90	526.00	258.40	1.90	368.00	34.87	9.3	258.4
Bot-31	23	320	490	0.3693	0.0089	0.0477	0.0004	0.0524	0.0009	319.10	528.00	300.60	2.25	303.90	37.29	5.8	300.6
Bot-32	23	180	180	0.8728	0.0215	0.0943	0.0007	0.0648	0.0010	637.10	529.00	581.00	4.27	769.00	33.55	8.8	581.0
Bot-33	30	299	159	0.7618	0.0184	0.0854	0.0007	0.0612	0.0010	575.00	530.00	528.50	3.87	644.70	33.41	8.1	528.5
Bot-34	59	352	117	1.5258	0.0365	0.1466	0.0011	0.0707	0.0011	940.80	531.00	881.90	6.26	949.70	30.70	6.3	881.9
Bot-35	41	211	92	1.7402	0.0431	0.1664	0.0013	0.0724	0.0011	1023.50	532.00	991.90	7.05	996.50	31.11	3.1	991.9
Bot-36	20	335	114	0.4534	0.0083	0.0603	0.0005	0.0524	0.0008	379.70	533.00	377.20	2.97	304.30	32.98	0.7	377.2
Bot-37	18	148	82	0.9556	0.0177	0.1117	0.0009	0.0621	0.0009	681.00	534.00	682.70	5.24	678.70	30.20	-0.2	682.7
Bot-38	21	294	29	0.6152	0.0111	0.0760	0.0006	0.0564	0.0008	486.80	535.00	471.90	3.67	466.00	31.48	3.1	471.9
Bot-40	45	112	79	5.6182	0.1062	0.3498	0.0028	0.1168	0.0015	1918.90	537.00	1933.60	13.46	1907.70	23.55	-0.8	1933.6
Bot-42	18	402	101	0.3443	0.0068	0.0467	0.0004	0.0513	0.0008	300.50	538.00	294.30	2.37	253.70	36.43	2.1	294.3
Bot-45	30	175	104	1.5618	0.0309	0.1559	0.0013	0.0717	0.0010	955.20	539.00	934.00	7.10	977.70	29.23	2.2	934.0
Bot-48	36	397	316	0.6631	0.0116	0.0790	0.0006	0.0577	0.0008	516.50	542.00	490.40	3.80	517.70	30.28	5.1	490.4

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discordant	Best Age
Bot-50	71	160	66	8.7648	0.1700	0.3957	0.0032	0.1605	0.0021	2313.80	544.00	2149.20	14.77	2461.00	22.11	7.1	2149.2
Bot-54	16	39	31	6.0547	0.1792	0.3442	0.0030	0.1210	0.0019	1983.80	547.00	1907.10	14.32	1970.50	27.47	3.9	1907.1
Bot-56	9	178	142	0.3453	0.0081	0.0479	0.0004	0.0512	0.0010	301.10	549.00	301.80	2.53	250.40	43.46	-0.2	301.8
Bot-60	33	573	77	0.4938	0.0110	0.0594	0.0005	0.0561	0.0010	407.50	551.00	371.90	3.06	455.30	38.27	8.7	371.9
Bot-61	133	262	127	11.1739	0.2393	0.4430	0.0036	0.1806	0.0024	2537.70	552.00	2364.00	16.20	2658.10	22.27	6.8	2364.0
Bot-63	13	240	75	0.4210	0.0084	0.0557	0.0005	0.0527	0.0008	356.70	554.00	349.60	2.80	317.60	35.11	2.0	349.6
Bot-67	16	191	15	0.7222	0.0152	0.0887	0.0007	0.0574	0.0009	552.00	558.00	547.70	4.36	507.90	35.05	0.8	547.7
Bot-69	57	767	45	0.6428	0.0117	0.0791	0.0006	0.0568	0.0008	504.00	560.00	490.60	3.82	481.70	30.56	2.7	490.6
Bot-71	19	169	144	0.8565	0.0178	0.0994	0.0008	0.0602	0.0009	628.20	562.00	610.80	4.82	610.10	32.97	2.8	610.8
Bot-72	12	109	56	0.8496	0.0179	0.1016	0.0008	0.0588	0.0009	624.40	563.00	623.80	4.93	559.40	33.80	0.1	623.8
Bot-74	0	2	0	0.4018	0.0910	0.0527	0.0023	0.0603	0.0119	343.00	565.00	331.20	14.33	615.50	377.00	3.4	331.2
Bot-75	12	129	88	0.6818	0.0148	0.0856	0.0007	0.0571	0.0009	527.90	566.00	529.70	4.25	492.70	35.34	-0.3	529.7
Bot-77	22	268	42	0.7263	0.0149	0.0874	0.0007	0.0570	0.0009	554.30	567.00	540.20	4.28	491.10	33.27	2.5	540.2
Bot-79	10	202	118	0.3686	0.0092	0.0474	0.0004	0.0531	0.0010	318.60	569.00	298.40	2.54	332.50	43.31	6.3	298.4
Bot-82	35	410	228	0.7144	0.0155	0.0810	0.0007	0.0596	0.0009	547.30	572.00	502.20	4.03	590.60	33.75	8.2	502.2
Bot-83	28	310	66	0.8481	0.0200	0.0941	0.0008	0.0600	0.0010	623.60	573.00	579.90	4.69	602.80	35.56	7.0	579.9
Bot-85	13	243	138	0.3796	0.0087	0.0505	0.0004	0.0529	0.0009	326.80	574.00	317.70	2.63	323.90	38.15	2.8	317.7
Bot-87	35	286	267	0.9300	0.0201	0.1052	0.0009	0.0607	0.0009	667.60	575.00	644.90	5.11	627.10	32.80	3.4	644.9
Bot-88	1	11	0	0.4189	0.0325	0.0555	0.0009	0.0568	0.0037	355.20	576.00	348.40	5.65	482.20	136.85	1.9	348.4
Bot-89	35	652	499	0.3878	0.0086	0.0485	0.0004	0.0522	0.0008	332.70	577.00	305.30	2.50	294.40	36.11	8.2	305.3
Bot-95	12	109	79	0.8846	0.0209	0.1026	0.0009	0.0613	0.0010	643.40	581.00	629.70	5.09	650.80	34.99	2.1	629.7
Bot-96	29	355	106	0.7184	0.0168	0.0810	0.0007	0.0602	0.0010	549.70	582.00	502.00	4.09	610.20	34.94	8.7	502.0
Bot-98	2	37	0	0.5478	0.0177	0.0698	0.0007	0.0568	0.0014	443.50	584.00	435.10	3.97	483.70	52.32	1.9	435.1
Bot-99	19	175	7	1.0159	0.0255	0.1164	0.0010	0.0608	0.0010	711.80	585.00	709.60	5.77	630.60	36.54	0.3	709.6
Bot-101	32	179	78	1.7527	0.0416	0.1702	0.0014	0.0723	0.0012	1028.20	587.00	1013.30	7.94	994.20	32.08	1.4	1013.3

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discordant	Best Age
Bot-103	8	126	133	0.4205	0.0110	0.0561	0.0005	0.0535	0.0010	356.40	589.00	351.50	2.99	350.30	41.62	1.4	351.5
Bot-114	2	28	0	0.5543	0.0198	0.0731	0.0007	0.0543	0.0014	447.80	598.00	454.60	4.28	385.10	57.17	-1.5	454.6
Bot-115	13	255	55	0.3877	0.0116	0.0515	0.0005	0.0521	0.0011	332.70	599.00	323.80	2.87	291.40	47.31	2.7	323.8
Bot-116	0	1	0	0.4015	0.0905	0.0502	0.0023	0.0536	0.0101	342.70	600.00	315.90	13.91	352.30	376.59	7.8	315.9
Bot-118	77	180	129	6.8528	0.1871	0.3733	0.0033	0.1287	0.0022	2092.60	602.00	2044.80	15.28	2080.00	29.96	2.3	2044.8
Bot-121	1	23	0	0.3720	0.0182	0.0519	0.0006	0.0563	0.0025	321.10	605.00	326.20	3.61	461.90	97.04	-1.6	326.2
Bot-130	1	20	0	0.3891	0.0183	0.0537	0.0006	0.0573	0.0025	333.70	614.00	337.30	3.59	503.20	92.97	-1.1	337.3
Bot-132	1	10	0	0.5697	0.0334	0.0680	0.0008	0.0652	0.0034	457.80	616.00	423.90	5.01	781.90	106.53	7.4	423.9
Bot-136	1	10	0	0.4935	0.0467	0.0673	0.0012	0.0615	0.0052	407.30	620.00	419.80	6.97	658.20	171.63	-3.1	419.8
Bot-138	1	14	0	0.3880	0.0262	0.0540	0.0007	0.0542	0.0034	332.90	622.00	339.10	4.26	378.60	134.31	-1.9	339.1
Bot-143	5	69	0	0.7669	0.0255	0.0913	0.0009	0.0584	0.0015	578.00	626.00	563.50	5.35	543.80	55.77	2.5	563.5
Bot-145	1	14	0	0.5466	0.0287	0.0716	0.0008	0.0571	0.0026	442.70	628.00	445.80	4.98	494.20	98.56	-0.7	445.8
Bot-147	2	37	0	0.5156	0.0139	0.0684	0.0006	0.0543	0.0013	422.20	630.00	426.60	3.78	383.20	52.64	-1.0	426.6
Bot-171	3	53	0	0.4998	0.0117	0.0673	0.0006	0.0547	0.0012	411.50	653.00	419.50	3.63	398.40	46.12	-1.9	419.5
Bot-172	1	21	0	0.4385	0.0244	0.0630	0.0008	0.0529	0.0026	369.20	654.00	394.00	4.74	325.00	106.68	-6.7	394.0
Bot-177	10	217	73	0.3428	0.0053	0.0491	0.0004	0.0509	0.0008	299.30	659.00	308.80	2.55	236.00	34.59	-3.2	308.8

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
CMR4-1	86	218	107	6.5898	0.0974	0.3454	0.0029	0.1319	0.0016	2058.00	13.03	1912.70	14.07	2124.00	20.38	7.1	1912.7
CMR4-2	13	236	88	0.4216	0.0084	0.0526	0.0005	0.0564	0.0010	357.20	6.01	330.50	2.89	466.00	38.79	7.5	330.5
CMR4-3	370	588	231	14.3341	0.1793	0.5446	0.0046	0.1891	0.0021	2772.10	11.87	2802.70	19.17	2734.20	18.54	-1.1	2802.7
CMR4-4	137	1185	88	1.1376	0.0155	0.1155	0.0010	0.0751	0.0009	771.30	7.35	704.60	5.68	1071.40	24.13	8.6	704.6
CMR4-5	18	26	26	0.7824	0.0342	0.0867	0.0010	0.0646	0.0023	586.80	19.48	536.00	5.77	762.20	71.86	8.7	536.0
CMR4-6	18	321	214	0.4001	0.0057	0.0516	0.0004	0.0540	0.0007	341.70	4.12	324.00	2.71	370.60	29.54	5.2	324.0
CMR4-7	63	173	9	6.1947	0.0867	0.3595	0.0031	0.1238	0.0014	2003.70	12.23	1979.60	14.51	2011.60	20.47	1.2	1979.6
CMR4-8	17	179	85	0.7323	0.0108	0.0884	0.0008	0.0600	0.0008	557.90	6.32	545.90	4.50	603.30	27.89	2.2	545.9
CMR4-9	59	251	84	2.7849	0.0395	0.2224	0.0019	0.0884	0.0011	1351.50	10.59	1294.30	10.02	1390.30	22.63	4.2	1294.3
CMR4-10	35	558	540	0.3954	0.0060	0.0520	0.0005	0.0546	0.0007	338.30	4.33	326.80	2.76	394.30	30.07	3.4	326.8
CMR4-11	13	140	104	0.6835	0.0175	0.0840	0.0008	0.0591	0.0012	528.90	10.54	519.80	4.72	568.80	44.33	1.7	519.8
CMR4-12	19	140	182	0.8852	0.0147	0.1037	0.0009	0.0607	0.0009	643.80	7.92	636.30	5.29	629.00	29.81	1.2	636.3
CMR4-13	41	241	113	1.6732	0.0266	0.1587	0.0014	0.0740	0.0010	998.40	10.09	949.40	7.66	1041.00	25.73	4.9	949.4
CMR4-14	13	87	70	1.2032	0.0211	0.1281	0.0011	0.0675	0.0010	802.10	9.74	776.90	6.44	852.30	29.12	3.1	776.9
CMR4-15	18	238	31	0.6766	0.0100	0.0782	0.0007	0.0615	0.0008	524.70	6.07	485.10	4.05	655.90	27.56	7.5	485.1
CMR4-16	19	266	22	0.5781	0.0098	0.0735	0.0007	0.0570	0.0008	463.20	6.32	457.40	3.89	490.10	32.32	1.3	457.4
CMR4-17	15	359	105	0.2982	0.0075	0.0419	0.0004	0.0503	0.0011	265.00	5.87	264.90	2.48	206.60	51.15	0.0	264.9
CMR4-18	8	178	49	0.3301	0.0058	0.0452	0.0004	0.0519	0.0008	289.60	4.41	285.20	2.47	282.40	35.29	1.5	285.2
CMR4-19	31	284	227	0.8108	0.0118	0.0959	0.0008	0.0601	0.0008	602.90	6.64	590.60	4.89	608.20	27.09	2.0	590.6
CMR4-20	26	152	73	1.5436	0.0251	0.1571	0.0014	0.0708	0.0009	948.00	10.00	940.50	7.65	952.40	26.50	0.8	940.5
CMR4-21	30	161	153	1.5925	0.0297	0.1553	0.0014	0.0724	0.0010	967.30	11.62	930.40	7.70	997.70	28.54	3.8	930.4
CMR4-23	17	242	25	0.5800	0.0096	0.0728	0.0006	0.0559	0.0008	464.50	6.15	452.70	3.86	449.10	30.55	2.5	452.7
CMR4-24	27	389	48	0.5864	0.0100	0.0712	0.0006	0.0557	0.0008	468.60	6.37	443.50	3.80	439.00	31.18	5.4	443.5
CMR4-25	64	1378	318	0.3559	0.0051	0.0465	0.0004	0.0561	0.0007	309.20	3.80	292.70	2.49	456.00	27.02	5.3	292.7
CMR4-26	17	95	38	1.7108	0.0287	0.1677	0.0015	0.0725	0.0010	1012.60	10.76	999.50	8.17	1000.80	26.58	1.3	999.5

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discordant	Best Age
CMR4-27	49	1012	512	0.3533	0.0052	0.0459	0.0004	0.0565	0.0007	307.20	3.88	289.10	2.47	472.80	27.98	5.9	289.1
CMR4-28	14	124	90	0.9129	0.0155	0.1049	0.0009	0.0623	0.0009	658.60	8.21	642.90	5.43	685.10	29.30	2.4	642.9
CMR4-29	49	125	106	5.2564	0.0955	0.3305	0.0029	0.1164	0.0015	1861.80	15.51	1840.80	14.21	1901.60	22.71	1.1	1840.8
CMR4-30	38	89	82	5.8616	0.0966	0.3528	0.0031	0.1219	0.0015	1955.60	14.30	1947.80	14.80	1983.40	21.83	0.4	1947.8
CMR4-31	8	91	77	0.6187	0.0126	0.0775	0.0007	0.0573	0.0010	489.00	7.90	481.30	4.23	504.40	36.28	1.6	481.3
CMR4-33	9	168	86	0.4009	0.0074	0.0539	0.0005	0.0526	0.0008	342.30	5.33	338.40	2.97	311.10	34.81	1.1	338.4
CMR4-34	41	582	211	0.5890	0.0101	0.0687	0.0006	0.0629	0.0009	470.20	6.44	428.20	3.71	703.60	29.61	8.9	428.2
CMR4-35	22	102	38	2.3211	0.0454	0.2114	0.0019	0.0812	0.0011	1218.80	13.88	1236.30	10.17	1226.40	27.33	-1.4	1236.3
CMR4-36	13	95	250	0.7134	0.0198	0.0885	0.0009	0.0599	0.0013	546.70	11.71	546.50	5.15	598.80	46.39	0.0	546.5
CMR4-37	54	733	139	0.5598	0.0091	0.0759	0.0007	0.0553	0.0007	451.40	5.90	471.80	4.05	425.10	28.95	-4.5	471.8
CMR4-38	26	430	193	0.4733	0.0078	0.0579	0.0005	0.0558	0.0008	393.50	5.36	362.60	3.14	443.50	29.17	7.9	362.6
CMR4-39	63	1361	191	0.3489	0.0056	0.0486	0.0004	0.0519	0.0007	303.90	4.19	305.80	2.66	278.80	29.52	-0.6	305.8
CMR4-40	28	619	81	0.3428	0.0062	0.0472	0.0004	0.0520	0.0008	299.30	4.69	297.50	2.63	285.20	33.78	0.6	297.5
CMR4-41	7	167	44	0.3347	0.0065	0.0449	0.0004	0.0529	0.0009	293.10	4.98	283.30	2.54	323.30	36.60	3.3	283.3
CMR4-42	8	72	70	0.7738	0.0162	0.0960	0.0009	0.0579	0.0010	581.90	9.29	591.00	5.21	523.80	36.01	-1.6	591.0
CMR4-43	74	632	914	0.7639	0.0126	0.0931	0.0008	0.0603	0.0008	576.20	7.27	573.90	4.92	614.40	27.86	0.4	573.9
CMR4-44	56	590	251	0.7780	0.0130	0.0933	0.0008	0.0586	0.0008	584.30	7.45	575.00	4.94	551.10	28.39	1.6	575.0
CMR4-45	28	294	192	0.7689	0.0135	0.0895	0.0008	0.0597	0.0008	579.10	7.76	552.80	4.79	591.60	29.38	4.5	552.8
CMR4-46	20	263	80	0.6193	0.0123	0.0786	0.0007	0.0546	0.0009	489.40	7.70	487.70	4.32	397.20	34.26	0.3	487.7
CMR4-47	37	401	148	0.8307	0.0145	0.0930	0.0008	0.0609	0.0008	614.00	8.06	573.10	4.96	636.80	28.78	6.7	573.1
CMR4-48	40	427	77	0.8469	0.0149	0.0983	0.0009	0.0597	0.0008	622.90	8.19	604.60	5.22	591.10	29.01	2.9	604.6
CMR4-49	11	126	120	0.6538	0.0148	0.0780	0.0007	0.0575	0.0010	510.80	9.11	484.00	4.40	508.30	38.66	5.2	484.0
CMR4-50	9	97	97	0.6670	0.0169	0.0824	0.0008	0.0582	0.0012	518.90	10.31	510.60	4.75	535.30	43.09	1.6	510.6
CMR4-51	11	31	30	4.6360	0.1145	0.3167	0.0030	0.1035	0.0016	1755.80	20.63	1773.60	14.60	1687.60	27.50	-1.0	1773.6
CMR4-52	17	206	165	0.6009	0.0126	0.0726	0.0007	0.0567	0.0009	477.80	7.96	451.80	4.06	480.20	35.58	5.4	451.8

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discordant	Best Age
CMR4-53	33	249	414	0.8666	0.0168	0.1024	0.0009	0.0602	0.0009	633.70	9.16	628.30	5.51	609.10	31.04	0.9	628.3
CMR4-54	23	510	202	0.3339	0.0064	0.0450	0.0004	0.0515	0.0008	292.50	4.86	283.60	2.55	265.00	33.14	3.0	283.6
CMR4-55	25	43	28	12.5337	0.2747	0.5078	0.0047	0.1763	0.0024	2645.30	20.61	2647.40	20.14	2618.70	22.76	-0.1	2647.4
CMR4-56	9	82	77	0.7991	0.0173	0.0910	0.0009	0.0639	0.0010	596.30	9.76	561.20	5.05	738.90	33.81	5.9	561.2
CMR4-57	6	123	46	0.3380	0.0082	0.0471	0.0005	0.0504	0.0010	295.60	6.21	296.80	2.79	215.10	44.35	-0.4	296.8
CMR4-58	13	138	59	0.8026	0.0173	0.0975	0.0009	0.0579	0.0009	598.30	9.73	599.50	5.37	526.20	34.72	-0.2	599.5
CMR4-59	6	52	33	0.8510	0.0223	0.1025	0.0010	0.0601	0.0012	625.20	12.21	629.30	5.85	607.20	41.41	-0.7	629.3
CMR4-61	15	266	216	0.3994	0.0112	0.0518	0.0005	0.0537	0.0012	341.20	8.10	325.60	3.20	357.50	49.59	4.6	325.6
CMR4-62	30	330	221	0.7640	0.0168	0.0869	0.0008	0.0603	0.0010	576.30	9.68	537.40	4.88	615.80	34.31	6.7	537.4
CMR4-63	25	194	97	1.1508	0.0178	0.1276	0.0012	0.0653	0.0008	777.60	8.39	774.20	6.60	784.50	26.87	0.4	774.2
CMR4-64	12	233	100	0.3904	0.0057	0.0529	0.0005	0.0514	0.0007	334.60	4.16	332.10	2.92	259.80	30.35	0.7	332.1
CMR4-65	40	441	61	0.8063	0.0105	0.0963	0.0009	0.0590	0.0007	600.40	5.93	592.90	5.06	566.30	25.48	1.2	592.9
CMR4-66	52	534	207	0.8472	0.0115	0.0973	0.0009	0.0629	0.0008	623.10	6.34	598.40	5.13	704.20	25.52	4.0	598.4
CMR4-68	23	329	31	0.6443	0.0086	0.0773	0.0007	0.0567	0.0007	505.00	5.33	479.90	4.15	479.00	26.78	5.0	479.9
CMR4-69	29	358	32	0.7471	0.0099	0.0895	0.0008	0.0578	0.0007	566.60	5.77	552.40	4.75	521.30	26.21	2.5	552.4
CMR4-70	7	78	67	0.6012	0.0114	0.0776	0.0007	0.0559	0.0009	478.00	7.22	481.50	4.32	448.00	35.48	-0.7	481.5
CMR4-71	33	326	337	0.7448	0.0109	0.0883	0.0008	0.0591	0.0008	565.20	6.35	545.50	4.73	571.00	27.65	3.5	545.5
CMR4-72	14	147	26	0.8388	0.0125	0.1013	0.0009	0.0588	0.0008	618.50	6.88	621.70	5.37	559.70	27.81	-0.5	621.7
CMR4-73	27	247	147	0.8769	0.0130	0.1044	0.0010	0.0605	0.0008	639.30	7.04	639.90	5.52	621.40	27.37	-0.1	639.9
CMR4-75	32	353	104	0.7701	0.0107	0.0928	0.0008	0.0580	0.0007	579.80	6.14	572.10	4.94	530.10	27.07	1.3	572.1
CMR4-76	39	91	49	7.3449	0.1243	0.4036	0.0037	0.1307	0.0015	2154.30	15.13	2185.50	16.86	2107.50	20.48	-1.4	2185.5
CMR4-77	76	1093	414	0.5439	0.0080	0.0707	0.0006	0.0558	0.0007	441.00	5.25	440.60	3.87	445.50	28.22	0.1	440.6
CMR4-78	45	524	289	0.6977	0.0098	0.0850	0.0008	0.0578	0.0007	537.40	5.87	526.00	4.57	523.70	27.24	2.1	526.0
CMR4-80	22	442	301	0.3643	0.0061	0.0479	0.0004	0.0512	0.0008	315.40	4.51	301.30	2.71	249.00	33.83	4.5	301.3
CMR4-81	49	929	314	0.4087	0.0055	0.0551	0.0005	0.0536	0.0007	348.00	3.99	345.60	3.04	353.60	27.29	0.7	345.6

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discor d	Best Age
CMR4-82	11	93	77	0.9307	0.0201	0.1098	0.0011	0.0608	0.0010	668.00	10.58	671.50	6.08	631.40	36.35	-0.5	671.5
CMR4-84	4	30	13	1.4040	0.0316	0.1443	0.0014	0.0699	0.0012	890.60	13.36	869.10	7.76	925.50	34.62	2.4	869.1
CMR4-85	19	378	342	0.3546	0.0056	0.0458	0.0004	0.0533	0.0008	308.20	4.19	288.50	2.59	340.30	31.27	6.4	288.5
CMR4-86	9	215	63	0.3288	0.0068	0.0447	0.0004	0.0512	0.0009	288.60	5.17	282.10	2.63	251.20	41.45	2.3	282.1
CMR4-87	11	136	44	0.7329	0.0131	0.0860	0.0008	0.0600	0.0009	558.20	7.67	531.60	4.75	604.30	31.87	4.8	531.6
CMR4-88	11	144	22	0.6593	0.0114	0.0824	0.0008	0.0573	0.0008	514.20	7.00	510.40	4.55	503.00	31.80	0.7	510.4
CMR4-89	51	121	62	9.7009	0.1591	0.4039	0.0037	0.1746	0.0021	2406.80	15.10	2186.90	16.96	2602.60	19.59	9.1	2186.9
CMR4-90	42	335	417	0.9694	0.0149	0.1072	0.0010	0.0631	0.0008	688.10	7.69	656.20	5.72	711.00	27.13	4.6	656.2
CMR4-92	29	304	231	0.7726	0.0122	0.0885	0.0008	0.0613	0.0008	581.20	6.99	546.80	4.82	648.90	28.25	5.9	546.8
CMR4-93	33	510	44	0.5701	0.0094	0.0720	0.0007	0.0561	0.0008	458.10	6.06	448.00	4.00	457.70	30.37	2.2	448.0
CMR4-94	5	47	30	0.9329	0.0209	0.1101	0.0011	0.0598	0.0011	669.10	10.97	673.30	6.14	595.10	38.36	-0.6	673.3
CMR4-95	48	161	74	4.3112	0.0673	0.2899	0.0027	0.1061	0.0013	1695.50	12.86	1640.90	13.28	1733.70	22.16	3.2	1640.9
CMR4-96	48	163	81	4.2727	0.0664	0.2863	0.0026	0.1059	0.0013	1688.10	12.78	1622.90	13.15	1729.80	22.18	3.9	1622.9
CMR4-97	45	526	66	0.8182	0.0137	0.0933	0.0009	0.0605	0.0008	607.10	7.62	575.10	5.10	621.90	29.24	5.3	575.1
CMR4-98	11	249	59	0.3811	0.0067	0.0488	0.0005	0.0548	0.0008	327.80	4.89	307.30	2.80	402.10	32.75	6.3	307.3
CMR4-99	34	358	201	0.7910	0.0126	0.0940	0.0009	0.0590	0.0008	591.70	7.13	578.90	5.11	567.30	27.79	2.2	578.9
CMR4-101	11	141	56	0.6299	0.0112	0.0797	0.0007	0.0571	0.0008	496.00	6.95	494.10	4.45	494.30	32.12	0.4	494.1
CMR4-102	38	462	309	0.6889	0.0177	0.0791	0.0008	0.0624	0.0013	532.20	10.63	490.90	4.75	686.70	43.02	7.8	490.9
CMR4-103	20	235	52	0.7827	0.0135	0.0910	0.0009	0.0604	0.0009	587.00	7.71	561.50	5.02	617.30	29.97	4.3	561.5
CMR4-104	20	197	88	0.9091	0.0152	0.1037	0.0010	0.0620	0.0008	656.60	8.09	635.90	5.62	673.70	28.60	3.2	635.9
CMR4-105	49	91	64	11.5532	0.2822	0.4827	0.0046	0.1757	0.0024	2568.90	22.83	2539.00	20.11	2612.60	22.33	1.2	2539.0
CMR4-106	9	176	36	0.4147	0.0116	0.0564	0.0006	0.0532	0.0013	352.20	8.36	353.80	3.54	337.80	52.87	-0.5	353.8
CMR4-107	43	82	45	11.9965	0.2313	0.4840	0.0045	0.1814	0.0023	2604.10	18.07	2544.60	19.68	2665.20	21.12	2.3	2544.6
CMR4-108	21	474	208	0.3538	0.0062	0.0460	0.0004	0.0530	0.0008	307.60	4.66	289.90	2.66	330.40	32.39	5.8	289.9
CMR4-109	7	157	92	0.3402	0.0077	0.0454	0.0004	0.0530	0.0010	297.30	5.80	286.40	2.73	327.00	42.64	3.7	286.4

Analysis #	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discordant	Best Age
CMR4-110	22	240	104	0.8537	0.0167	0.0955	0.0009	0.0614	0.0009	626.70	9.15	588.20	5.34	653.80	32.47	6.1	588.2
CMR4-111	535	1154	229	11.1852	0.1807	0.4578	0.0042	0.1749	0.0022	2538.70	15.06	2429.70	18.76	2605.10	20.92	4.3	2429.7
CMR4-112	47	282	91	1.8178	0.0307	0.1739	0.0016	0.0732	0.0010	1051.90	11.07	1033.50	8.89	1020.70	26.34	1.7	1033.5
CMR4-114	45	118	92	5.7112	0.1037	0.3469	0.0033	0.1161	0.0015	1933.10	15.68	1919.70	15.55	1896.20	23.53	0.7	1919.7
CMR4-115	75	710	595	0.8486	0.0148	0.0991	0.0009	0.0626	0.0009	623.90	8.10	609.20	5.45	693.70	28.56	2.4	609.2
CMR4-116	86	833	647	0.8098	0.0142	0.0981	0.0009	0.0605	0.0008	602.30	7.97	603.50	5.40	620.20	29.09	-0.2	603.5
CMR4-117	11	131	24	0.7166	0.0143	0.0873	0.0008	0.0582	0.0009	548.60	8.45	539.70	4.94	535.20	34.10	1.6	539.7
CMR4-118	48	631	88	0.6611	0.0117	0.0846	0.0008	0.0571	0.0008	515.30	7.14	523.40	4.72	495.00	30.12	-1.6	523.4
CMR4-119	46	440	536	0.7748	0.0143	0.0912	0.0009	0.0594	0.0008	582.50	8.17	562.80	5.09	583.00	30.48	3.4	562.8
CMR4-120	19	145	100	1.1996	0.0237	0.1241	0.0012	0.0713	0.0011	800.40	10.95	753.90	6.78	965.80	29.95	5.8	753.9
CMR4-121	68	650	510	0.8657	0.0156	0.1001	0.0009	0.0621	0.0009	633.20	8.47	614.70	5.52	677.90	29.05	2.9	614.7
CMR4-122	32	312	237	0.8573	0.0250	0.0965	0.0010	0.0638	0.0014	628.70	13.64	594.10	5.89	734.70	45.60	5.5	594.1
CMR4-123	16	140	191	0.9203	0.0192	0.1038	0.0010	0.0636	0.0010	662.50	10.17	636.70	5.83	727.90	33.00	3.9	636.7
CMR4-124	49	144	120	5.3748	0.1208	0.3082	0.0030	0.1194	0.0018	1880.80	19.25	1731.80	14.64	1947.80	25.90	7.9	1731.8

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord	Best Age
CMR1-3	55	570	743	0.7865	0.0131	0.0824	0.0008	0.0694	0.0010	589.20	7.43	510.50	4.90	911.20	28.37	13.4	510.5
CMR1-4	48	664	92	0.7704	0.0160	0.0741	0.0008	0.0706	0.0012	580.00	9.15	460.60	4.58	945.90	34.20	20.6	460.6
CMR1-5	24	318	70	0.6193	0.0098	0.0779	0.0008	0.0555	0.0008	489.40	6.17	483.50	4.62	430.40	29.46	1.2	483.5
CMR1-6	111	399	95	4.2308	0.0623	0.2763	0.0027	0.1090	0.0013	1680.00	12.10	1572.60	13.71	1782.80	21.43	6.4	1572.6
CMR1-7	1	9	0	0.4795	0.0770	0.0582	0.0015	0.0621	0.0092	397.70	52.87	364.50	9.37	676.20	289.50	8.3	364.5
CMR1-8	96	968	394	0.8310	0.0117	0.0989	0.0010	0.0600	0.0007	614.20	6.47	607.90	5.69	602.90	25.87	1.0	607.9
CMR1-9	34	475	23	0.6843	0.0102	0.0790	0.0008	0.0596	0.0008	529.30	6.12	490.20	4.65	589.50	27.29	7.4	490.2
CMR1-10	24	355	38	0.6199	0.0109	0.0727	0.0007	0.0584	0.0009	489.80	6.81	452.50	4.38	542.90	32.01	7.6	452.5
CMR1-12	1	14	2	0.7273	0.0570	0.0909	0.0015	0.0628	0.0041	555.00	33.51	561.00	9.11	699.80	133.34	-1.1	561.0
CMR1-13	32	381	305	0.6859	0.0108	0.0738	0.0007	0.0663	0.0009	530.30	6.50	458.90	4.39	817.10	27.58	13.5	458.9
CMR1-14	109	474	965	1.6842	0.0272	0.1677	0.0017	0.0720	0.0009	1002.60	10.29	999.30	9.17	986.60	25.99	0.3	999.3
CMR1-15	30	152	179	1.7389	0.0304	0.1676	0.0017	0.0769	0.0010	1023.00	11.25	998.90	9.24	1117.60	26.78	2.4	998.9
CMR1-16	13	116	97	0.8337	0.0159	0.0975	0.0010	0.0612	0.0010	615.70	8.79	599.60	5.78	644.90	33.13	2.6	599.6
CMR1-20	36	336	60	1.8634	0.0327	0.0905	0.0009	0.1467	0.0020	1068.20	11.59	558.30	5.41	2307.80	23.15	47.7	558.3
CMR1-21	27	98	53	4.4890	0.0927	0.2458	0.0025	0.1246	0.0017	1728.90	17.14	1416.60	12.88	2023.40	24.02	18.1	1416.6
CMR1-22	33	518	67	0.5547	0.0102	0.0691	0.0007	0.0571	0.0009	448.00	6.67	430.70	4.20	496.10	33.77	3.9	430.7
CMR1-23	30	307	102	0.8901	0.0161	0.0981	0.0010	0.0628	0.0009	646.40	8.66	603.40	5.78	702.40	30.86	6.7	603.4
CMR1-24	29	321	107	0.8025	0.0200	0.0911	0.0010	0.0629	0.0012	598.20	11.24	562.10	5.69	704.50	41.32	6.0	562.1
CMR1-25	268	611	86	10.2503	0.1581	0.4305	0.0042	0.1676	0.0020	2457.60	14.27	2308.00	19.13	2533.60	20.26	6.1	2308.0
CMR1-26	13	129	56	0.8724	0.0167	0.1011	0.0010	0.0625	0.0010	636.80	9.07	620.90	5.98	689.70	32.62	2.5	620.9
CMR1-27	21	300	37	0.6043	0.0107	0.0746	0.0008	0.0578	0.0008	479.90	6.75	464.00	4.48	520.70	31.93	3.3	464.0
CMR1-28	28	405	41	0.6066	0.0104	0.0739	0.0007	0.0575	0.0008	481.40	6.54	459.80	4.43	511.20	30.34	4.5	459.8
CMR1-29	51	457	96	1.0909	0.0212	0.1167	0.0012	0.0650	0.0010	748.90	10.31	711.30	6.81	773.20	31.62	5.0	711.3
CMR1-30	3	17	14	1.3951	0.0516	0.1472	0.0017	0.0680	0.0019	886.90	21.85	885.30	9.38	869.70	56.18	0.2	885.3
CMR1-31	27	385	45	0.6207	0.0108	0.0763	0.0008	0.0575	0.0008	490.30	6.74	473.70	4.56	510.90	30.60	3.4	473.7

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord	Best Age
CMR1-32	59	1205	42	0.4124	0.0075	0.0540	0.0005	0.0569	0.0009	350.60	5.36	339.20	3.32	487.00	33.29	3.3	339.2
CMR1-33	67	798	234	0.7727	0.0129	0.0871	0.0009	0.0618	0.0008	581.30	7.40	538.40	5.14	668.50	28.71	7.4	538.4
CMR1-34	18	240	60	0.6109	0.0120	0.0760	0.0008	0.0593	0.0010	484.10	7.53	472.40	4.62	578.00	34.29	2.4	472.4
CMR1-35	27	77	52	5.1616	0.1289	0.3238	0.0034	0.1161	0.0018	1846.30	21.25	1808.10	16.31	1897.60	26.93	2.1	1808.1
CMR1-36	10	132	43	0.6572	0.0144	0.0801	0.0008	0.0571	0.0010	512.90	8.84	496.80	4.92	496.30	38.60	3.1	496.8
CMR1-37	36	226	212	1.3825	0.0290	0.1414	0.0014	0.0725	0.0011	881.50	12.37	852.30	8.15	1000.10	31.63	3.3	852.3
CMR1-38	46	511	263	0.7692	0.0142	0.0884	0.0009	0.0610	0.0009	579.30	8.17	546.00	5.27	637.40	31.30	5.7	546.0
CMR1-39	14	233	20	0.5215	0.0111	0.0675	0.0007	0.0553	0.0010	426.10	7.38	421.20	4.18	425.20	37.54	1.1	421.2
CMR1-40	15	112	170	0.9156	0.0244	0.1083	0.0012	0.0608	0.0012	660.00	12.94	662.70	6.71	631.60	43.43	-0.4	662.7
CMR1-41	28	276	135	0.8706	0.0167	0.0983	0.0010	0.0624	0.0009	635.90	9.04	604.60	5.82	687.50	31.66	4.9	604.6
CMR1-42	29	631	220	0.3614	0.0068	0.0476	0.0005	0.0531	0.0008	313.20	5.05	299.60	2.95	331.40	33.98	4.3	299.6
CMR1-44	6	53	49	0.9559	0.0247	0.1024	0.0011	0.0693	0.0014	681.20	12.80	628.60	6.35	906.80	40.54	7.7	628.6
CMR1-45	66	512	209	1.3580	0.0265	0.1270	0.0013	0.0732	0.0011	871.00	11.42	770.90	7.34	1019.60	29.61	11.5	770.9
CMR1-46	10	130	664	0.4236	0.0211	0.0515	0.0007	0.0625	0.0027	358.60	15.08	323.90	4.36	690.50	89.88	9.7	323.9
CMR1-48	36	97	88	5.3313	0.1171	0.3246	0.0033	0.1189	0.0018	1873.90	18.77	1812.20	16.10	1939.90	26.06	3.3	1812.2
CMR1-50	22	142	112	1.3936	0.0335	0.1443	0.0015	0.0702	0.0012	886.20	14.22	869.00	8.46	935.40	35.47	1.9	869.0
CMR1-51	12	163	42	0.6505	0.0170	0.0729	0.0008	0.0636	0.0013	508.80	10.46	453.50	4.68	726.90	43.07	10.9	453.5
CMR1-53	42	472	322	0.7593	0.0154	0.0855	0.0009	0.0630	0.0010	573.60	8.91	528.60	5.16	707.40	32.68	7.8	528.6
CMR1-55	59	581	247	0.9156	0.0190	0.1010	0.0010	0.0623	0.0010	660.00	10.08	620.10	6.02	684.40	32.91	6.0	620.1
CMR1-56	2	1	4	53.1176	10.5147	0.4994	0.0152	0.7465	0.0292	4052.60	197.28	2611.10	65.52	4822.90	54.90	35.6	2611.1
CMR1-58	12	58	33	2.1835	0.0937	0.1915	0.0023	0.0835	0.0022	1175.80	29.88	1129.30	12.52	1280.00	51.62	4.0	1129.3
CMR1-59	0	0	0	9.3419	0.2602	0.3939	0.0041	0.1623	0.0026	2372.10	25.55	2140.90	19.14	2479.80	27.06	9.7	2140.9
CMR1-62	56	248	189	3.1146	0.0791	0.1835	0.0019	0.1187	0.0020	1436.30	19.52	1086.10	10.50	1936.30	30.02	24.4	1086.1
CMR1-63	22	304	1662	0.5274	0.0205	0.0550	0.0007	0.0749	0.0024	430.10	13.63	345.30	4.22	1066.50	63.45	19.7	345.3
CMR1-64	35	492	179	0.6181	0.0136	0.0728	0.0008	0.0586	0.0010	488.60	8.55	452.90	4.49	553.30	35.41	7.3	452.9
CMR1-65	136	1323	3	0.8689	0.0123	0.1102	0.0011	0.0605	0.0007	634.90	6.68	673.90	6.10	622.90	25.76	-6.1	673.9

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord	Best Age
CMR1-66	12	158	36	0.5819	0.0126	0.0750	0.0008	0.0558	0.0010	465.70	8.06	466.40	4.51	445.50	39.15	-0.2	466.4
CMR1-68	27	379	134	0.5837	0.0119	0.0707	0.0007	0.0579	0.0010	466.80	7.63	440.00	4.24	526.10	37.08	5.7	440.0
CMR1-69	12	219	87	0.4369	0.0084	0.0502	0.0005	0.0608	0.0010	368.10	5.92	315.50	3.05	630.30	35.09	14.3	315.5
CMR1-70	75	1015	223	0.5981	0.0092	0.0752	0.0007	0.0571	0.0007	476.00	5.86	467.20	4.33	496.00	28.77	1.8	467.2
CMR1-71	16	214	29	0.6140	0.0113	0.0761	0.0008	0.0569	0.0009	486.10	7.10	473.00	4.47	487.50	33.98	2.7	473.0
CMR1-73	44	478	85	0.7990	0.0137	0.0924	0.0009	0.0599	0.0009	596.20	7.75	569.40	5.30	599.00	30.27	4.5	569.4
CMR1-74	35	328	221	1.9089	0.0297	0.0750	0.0007	0.1779	0.0022	1084.20	10.38	466.00	4.37	2633.70	20.78	57.0	466.0
CMR1-75	12	191	25	0.4903	0.0139	0.0654	0.0007	0.0560	0.0013	405.10	9.45	408.50	4.24	453.60	51.91	-0.8	408.5
CMR1-77	25	274	234	0.6819	0.0118	0.0808	0.0008	0.0590	0.0009	527.90	7.15	500.60	4.70	566.10	30.97	5.2	500.6
CMR1-78	37	496	18	0.7386	0.0124	0.0774	0.0008	0.0666	0.0009	561.60	7.25	480.40	4.51	823.70	28.66	14.5	480.4
CMR1-79	30	471	73	0.5548	0.0122	0.0675	0.0007	0.0573	0.0011	448.10	7.99	420.80	4.13	502.50	40.20	6.1	420.8
CMR1-81	20	172	144	0.9306	0.0193	0.1012	0.0010	0.0672	0.0011	667.90	10.17	621.20	5.93	842.50	33.68	7.0	621.2
CMR1-83	60	846	20	0.5983	0.0096	0.0761	0.0007	0.0571	0.0008	476.20	6.07	472.90	4.42	496.20	29.16	0.7	472.9
CMR1-84	58	698	180	0.8717	0.0184	0.0860	0.0009	0.0712	0.0012	636.50	9.97	532.00	5.15	963.10	33.63	16.4	532.0
CMR1-85	17	243	45	0.5993	0.0133	0.0718	0.0007	0.0593	0.0011	476.80	8.47	447.10	4.39	579.40	39.06	6.2	447.1
CMR1-86	17	235	30	0.5828	0.0112	0.0745	0.0007	0.0563	0.0009	466.30	7.17	463.00	4.43	462.40	34.73	0.7	463.0
CMR1-87	16	123	84	1.0980	0.0246	0.1190	0.0012	0.0689	0.0012	752.40	11.90	724.80	6.96	896.30	34.81	3.7	724.8
CMR1-88	31	282	132	0.9048	0.0170	0.1048	0.0010	0.0621	0.0009	654.30	9.09	642.60	6.05	677.40	31.54	1.8	642.6
CMR1-89	194	376	197	11.1261	0.1928	0.4516	0.0044	0.1712	0.0022	2533.70	16.14	2402.40	19.53	2569.10	21.00	5.2	2402.4
CMR1-90	32	60	105	7.1810	0.2072	0.3894	0.0040	0.1291	0.0020	2134.10	25.72	2120.20	18.61	2086.20	26.61	0.7	2120.2
CMR1-91	11	124	16	0.7813	0.0248	0.0907	0.0010	0.0624	0.0016	586.20	14.12	559.70	5.89	686.10	53.35	4.5	559.7
CMR1-93	10	138	17	0.6186	0.0149	0.0778	0.0008	0.0587	0.0011	488.90	9.34	483.10	4.81	555.00	41.81	1.2	483.1
CMR1-94	54	165	118	5.1967	0.1081	0.2896	0.0029	0.1274	0.0018	1852.10	17.71	1639.70	14.41	2062.90	24.27	11.5	1639.7
CMR1-96	36	216	119	1.6919	0.0430	0.1570	0.0016	0.0746	0.0013	1005.50	16.22	940.20	9.04	1057.90	35.64	6.5	940.2
CMR1-97	26	162	44	2.0538	0.0504	0.1466	0.0015	0.1044	0.0018	1133.60	16.76	881.60	8.56	1704.10	30.77	22.2	881.6
CMR1-98	9	66	122	0.8364	0.0235	0.1003	0.0011	0.0639	0.0014	617.20	12.97	616.30	6.28	739.70	45.29	0.1	616.3

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord	Best Age
CMR1-100	35	540	52	0.5805	0.0127	0.0682	0.0007	0.0590	0.0010	464.80	8.14	425.10	4.18	567.30	37.37	8.5	425.1
CMR1-101	2	17	25	1.1809	0.0542	0.1112	0.0014	0.0828	0.0028	791.70	25.21	679.60	8.33	1263.30	64.33	14.2	679.6
CMR1-102	10	92	61	0.8154	0.0307	0.0964	0.0011	0.0652	0.0019	605.50	17.15	593.20	6.67	779.30	59.65	2.0	593.2
CMR1-107	14	93	125	1.5251	0.0422	0.1054	0.0012	0.1135	0.0022	940.50	16.98	645.70	6.70	1856.60	34.88	31.3	645.7
CMR1-108	0	0	0	6.7928	0.2048	0.1331	0.0016	0.4571	0.0079	2084.80	26.69	805.40	8.82	4108.40	25.42	61.4	805.4
CMR1-109	25	267	96	0.7784	0.0166	0.0947	0.0010	0.0591	0.0010	584.60	9.45	583.30	5.64	569.10	34.80	0.2	583.3
CMR1-111	23	336	23	0.5812	0.0120	0.0749	0.0008	0.0560	0.0009	465.20	7.72	465.80	4.53	451.80	34.46	-0.1	465.8
CMR1-112	70	374	60	2.5417	0.0540	0.1862	0.0019	0.0961	0.0015	1284.10	15.48	1100.70	10.22	1549.10	28.17	14.3	1100.7
CMR1-113	20	198	86	0.8636	0.0193	0.0992	0.0010	0.0625	0.0011	632.10	10.53	609.80	5.94	692.10	35.38	3.5	609.8
CMR1-114	278	743	86	8.0858	0.1660	0.3694	0.0037	0.1502	0.0022	2240.70	18.55	2026.60	17.46	2348.60	24.64	9.6	2026.6
CMR1-115	22	211	92	0.8752	0.0213	0.1010	0.0011	0.0621	0.0011	638.40	11.54	620.10	6.13	675.90	38.40	2.9	620.1
CMR1-116	38	461	118	0.7220	0.0149	0.0847	0.0009	0.0593	0.0009	551.90	8.77	524.20	5.08	579.60	33.08	5.0	524.2
CMR1-117	25	368	34	0.5992	0.0140	0.0734	0.0008	0.0585	0.0010	476.70	8.88	456.40	4.55	546.80	38.14	4.3	456.4
CMR1-118	14	185	23	0.6278	0.0148	0.0785	0.0008	0.0581	0.0010	494.70	9.23	487.10	4.84	532.00	38.94	1.5	487.1
CMR1-119	40	484	211	0.7614	0.0177	0.0841	0.0009	0.0632	0.0011	574.80	10.23	520.40	5.16	715.20	36.32	9.5	520.4
CMR1-121	11	114	22	0.8456	0.0245	0.1008	0.0011	0.0631	0.0014	622.20	13.47	619.10	6.38	709.80	45.07	0.5	619.1
CMR1-122	45	372	57	1.7242	0.0396	0.1168	0.0012	0.1049	0.0017	1017.60	14.76	712.20	6.95	1711.90	29.74	30.0	712.2
CMR1-123	17	345	4	0.4006	0.0155	0.0531	0.0006	0.0516	0.0017	342.10	11.23	333.80	3.88	268.90	71.55	2.4	333.8
CMR1-124	17	226	81	0.6200	0.0148	0.0748	0.0008	0.0595	0.0011	489.80	9.27	464.80	4.65	586.90	37.98	5.1	464.8

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
SAL-1	7	2839	177	0,3459	0,0046	0,0482	0,0004	0,0525	0,0007	301,60	3,48	303,70	2,54	307,70	28,48	-0,7	303,7
SAL-2	23	2333	251	1,8497	0,0251	0,1710	0,0015	0,0735	0,0009	1063,30	8,93	1017,40	8,05	1027,20	23,77	4,3	1017,4
SAL-3	6	2351	105	0,3607	0,0051	0,0472	0,0004	0,0529	0,0007	312,70	3,82	297,40	2,51	325,50	29,85	4,9	297,4
SAL-5	1	83	43	0,8089	0,0294	0,1021	0,0011	0,0637	0,0018	601,80	16,49	626,60	6,28	730,00	59,96	-4,1	626,6
SAL-6	10	3607	265	0,3521	0,0044	0,0488	0,0004	0,0520	0,0006	306,30	3,29	307,20	2,56	284,10	26,94	-0,3	307,2
SAL-7	6	994	146	0,8645	0,0138	0,1004	0,0009	0,0615	0,0009	632,60	7,54	616,70	5,13	657,20	29,23	2,5	616,7
SAL-8	3	367	59	1,3289	0,0291	0,1413	0,0013	0,0664	0,0011	858,40	12,70	852,20	7,24	820,20	34,01	0,7	852,2
SAL-9	6	1209	26	0,8803	0,0128	0,0995	0,0009	0,0631	0,0008	641,10	6,92	611,50	5,04	712,70	27,10	4,6	611,5
SAL-10	3	812	23	0,6607	0,0103	0,0829	0,0007	0,0571	0,0008	515,00	6,32	513,70	4,30	493,70	30,55	0,3	513,7
SAL-18	2	51	23	0,4169	0,0663	0,0559	0,0014	0,0701	0,0106	353,80	47,49	350,80	8,32	930,70	282,28	0,8	350,8
SAL-20	0	1	1	0,7965	0,0151	0,0977	0,0009	0,0593	0,0009	594,90	8,52	601,20	5,12	578,10	34,02	-1,1	601,2
SAL-23	0	1	0	0,8364	0,0105	0,1011	0,0009	0,0605	0,0007	617,20	5,79	620,80	5,07	621,00	24,68	-0,6	620,8
SAL-24	31	5440	548	0,8252	0,0140	0,0994	0,0009	0,0600	0,0009	610,90	7,81	610,80	5,13	604,30	30,75	0,0	610,8
SAL-25	3	411	78	0,3424	0,0060	0,0465	0,0004	0,0551	0,0009	299,00	4,56	292,90	2,55	417,00	34,64	2,0	292,9
SAL-26	7	2707	209	5,5104	0,1187	0,3509	0,0031	0,1163	0,0016	1902,20	18,52	1938,90	14,97	1899,50	23,72	-1,9	1938,9
SAL-27	2	102	10	0,3523	0,0070	0,0478	0,0004	0,0522	0,0009	306,40	5,29	300,80	2,67	292,80	40,09	1,8	300,8
SAL-28	2	677	74	0,3421	0,0055	0,0450	0,0004	0,0533	0,0008	298,70	4,18	283,50	2,44	341,80	32,34	5,1	283,5
SAL-29	4	1738	155	0,9835	0,0144	0,1136	0,0010	0,0617	0,0008	695,40	7,39	693,60	5,70	664,50	26,87	0,3	693,6
SAL-31	0	47	1	0,4060	0,0056	0,0554	0,0005	0,0540	0,0007	346,00	4,05	347,40	2,92	370,20	27,88	-0,4	347,4
SAL-32	14	4719	402	0,5998	0,0090	0,0765	0,0007	0,0584	0,0008	477,10	5,70	475,20	3,99	545,10	28,34	0,4	475,2
SAL-33	17	4330	227	3,3501	0,0454	0,2620	0,0023	0,0919	0,0011	1492,80	10,59	1499,90	11,53	1465,70	22,27	-0,5	1499,9
SAL-34	42	2702	377	0,4534	0,0199	0,0603	0,0007	0,0628	0,0025	379,60	13,87	377,20	4,10	702,50	81,64	0,6	377,2
SAL-35	0	61	0	0,8275	0,0136	0,0987	0,0009	0,0602	0,0008	612,20	7,56	606,90	5,09	610,60	29,48	0,9	606,9
SAL-37	6	323	96	0,3865	0,0084	0,0515	0,0005	0,0539	0,0010	331,80	6,17	323,60	2,92	366,40	42,01	2,5	323,6
SAL-38	3	1150	97	1,4861	0,0229	0,1538	0,0013	0,0698	0,0009	924,70	9,37	922,50	7,50	923,60	25,91	0,2	922,5

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
SAL-39	6	742	31	0,9201	0,0149	0,1076	0,0009	0,0620	0,0008	662,40	7,85	659,00	5,50	674,00	28,44	0,5	659,0
SAL-40	4	697	72	0,5498	0,0110	0,0721	0,0007	0,0560	0,0009	444,90	7,21	448,80	3,93	451,60	36,43	-0,9	448,8
SAL-42	0	1	0	0,8648	0,0127	0,1014	0,0009	0,0623	0,0008	632,80	6,93	622,60	5,17	685,60	26,48	1,6	622,6
SAL-43	18	2911	484	0,6496	0,0115	0,0820	0,0007	0,0571	0,0008	508,20	7,07	508,00	4,34	493,80	32,30	0,0	508,0
SAL-44	3	651	53	0,9211	0,0205	0,1077	0,0010	0,0623	0,0011	662,90	10,82	659,20	5,77	685,10	36,36	0,6	659,2
SAL-45	3	405	136	0,8596	0,0320	0,1015	0,0011	0,0625	0,0018	629,90	17,47	623,10	6,35	692,50	59,30	1,1	623,1
SAL-48	18	1365	4	0,3927	0,0074	0,0528	0,0005	0,0528	0,0008	336,30	5,36	331,50	2,91	319,30	35,46	1,4	331,5
SAL-49	4	1547	114	0,7312	0,0136	0,0903	0,0008	0,0576	0,0009	557,30	7,99	557,20	4,78	514,40	33,11	0,0	557,2
SAL-51	5	690	524	0,9534	0,0161	0,1030	0,0009	0,0659	0,0009	679,90	8,36	631,60	5,32	801,80	28,22	7,1	631,6
SAL-53	4	24	12	0,3578	0,0068	0,0495	0,0005	0,0519	0,0008	310,60	5,10	311,60	2,74	278,60	36,10	-0,3	311,6
SAL-54	3	1014	103	1,8513	0,0357	0,1845	0,0017	0,0742	0,0011	1063,90	12,72	1091,40	9,01	1046,30	28,52	-2,6	1091,4
SAL-56	8	135	108	0,3576	0,0061	0,0476	0,0004	0,0533	0,0008	310,40	4,58	299,50	2,60	340,20	31,41	3,5	299,5
SAL-58	9	308	264	1,8558	0,0532	0,1869	0,0018	0,0755	0,0014	1065,50	18,90	1104,50	9,80	1080,70	37,55	-3,7	1104,5
SAL-61	0	44	54	0,3475	0,0063	0,0478	0,0004	0,0540	0,0008	302,80	4,72	300,80	2,63	369,50	32,85	0,7	300,8
SAL-62	0	56	0	0,8483	0,0234	0,1065	0,0010	0,0603	0,0013	623,70	12,85	652,50	5,99	615,40	45,04	-4,6	652,5
SAL-63	6	2339	217	0,5024	0,0354	0,0663	0,0010	0,0726	0,0046	413,30	23,93	413,90	5,97	1003,30	123,99	-0,1	413,9
SAL-64	1	150	1	0,8427	0,0112	0,1010	0,0009	0,0601	0,0007	620,60	6,16	620,10	4,96	607,40	26,50	0,1	620,1
SAL-65	0	28	0	0,3549	0,0042	0,0486	0,0004	0,0534	0,0006	308,40	3,13	306,10	2,49	346,80	26,34	0,7	306,1
SAL-69	1	86	1	1,7301	0,0231	0,1692	0,0014	0,0732	0,0009	1019,80	8,57	1007,60	7,84	1020,40	23,81	1,2	1007,6
SAL-70	7	33	0	0,3883	0,0044	0,0535	0,0005	0,0537	0,0006	333,10	3,24	335,70	2,73	360,20	25,65	-0,8	335,7
SAL-71	9	917	90	0,4238	0,0054	0,0544	0,0005	0,0540	0,0007	358,80	3,81	341,60	2,80	372,30	27,83	4,8	341,6
SAL-72	15	4978	560	0,8290	0,0154	0,0996	0,0009	0,0595	0,0009	613,00	8,55	612,30	5,11	587,00	33,50	0,1	612,3
SAL-74	3	446	56	2,0175	0,0386	0,1877	0,0016	0,0780	0,0011	1121,40	12,97	1108,90	8,89	1147,10	27,71	1,1	1108,9
SAL-75	1	84	1	0,4001	0,0048	0,0547	0,0005	0,0538	0,0006	341,70	3,49	343,20	2,80	362,90	26,51	-0,4	343,2
SAL-76	3	277	19	0,3531	0,0047	0,0472	0,0004	0,0517	0,0007	307,00	3,51	297,10	2,46	271,60	28,95	3,2	297,1
SAL-77	9	3044	232	0,3550	0,0045	0,0473	0,0004	0,0527	0,0006	308,50	3,33	297,90	2,45	314,60	27,48	3,4	297,9

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
SAL-78	6	2241	200	6,0531	0,0812	0,3436	0,0029	0,1260	0,0014	1983,50	11,68	1904,20	13,88	2043,40	19,79	4,0	1904,2
SAL-80	32	1609	107	0,8551	0,0134	0,1001	0,0009	0,0614	0,0008	627,40	7,33	615,00	5,04	651,70	29,12	2,0	615,0
SAL-82	2	400	39	0,4041	0,0053	0,0496	0,0004	0,0560	0,0007	344,60	3,84	311,90	2,58	453,10	27,18	9,5	311,9
SAL-83	6	32	87	0,3563	0,0052	0,0467	0,0004	0,0531	0,0007	309,50	3,88	294,20	2,46	333,30	30,55	4,9	294,2
SAL-84	7	2284	397	0,3675	0,0072	0,0501	0,0005	0,0530	0,0009	317,80	5,33	315,10	2,75	328,80	39,37	0,8	315,1
SAL-86	3	908	77	1,6010	0,0357	0,1638	0,0015	0,0726	0,0012	970,60	13,93	977,90	8,17	1001,50	32,33	-0,8	977,9
SAL-87	0	9	1	0,3659	0,0056	0,0479	0,0004	0,0532	0,0008	316,60	4,19	301,60	2,54	335,00	31,79	4,7	301,6
SAL-88	3	326	40	0,3708	0,0064	0,0499	0,0004	0,0534	0,0008	320,20	4,76	313,70	2,69	347,10	35,14	2,0	313,7
SAL-90	3	1015	93	11,7828	0,1650	0,4832	0,0041	0,1784	0,0020	2587,30	13,11	2541,00	17,82	2637,60	18,70	1,8	2541,0
SAL-91	2	5	0	0,3495	0,0047	0,0489	0,0004	0,0535	0,0007	304,30	3,52	307,80	2,56	350,30	27,90	-1,2	307,8
SAL-92	14	461	51	0,3537	0,0048	0,0476	0,0004	0,0522	0,0007	307,50	3,63	300,00	2,50	293,80	28,69	2,4	300,0
SAL-94	7	2533	187	0,3410	0,0055	0,0465	0,0004	0,0507	0,0007	297,90	4,17	293,10	2,49	225,10	33,62	1,6	293,1
SAL-96	0	20	0	1,4071	0,0200	0,1357	0,0012	0,0716	0,0009	891,90	8,45	820,00	6,60	974,50	24,72	8,1	820,0
SAL-97	4	1615	145	13,0156	0,1700	0,4950	0,0042	0,1819	0,0021	2680,80	12,31	2592,40	18,14	2670,40	18,74	3,3	2592,4
SAL-98	0	0	0	13,1707	0,1957	0,5074	0,0043	0,1825	0,0021	2692,00	14,02	2645,70	18,56	2676,10	19,01	1,7	2645,7
SAL-99	21	2519	328	0,9189	0,0126	0,1013	0,0009	0,0632	0,0008	661,80	6,66	621,90	5,07	714,50	25,52	6,0	621,9
SAL-100	55	1810	179	1,5645	0,0226	0,1567	0,0014	0,0714	0,0009	956,30	8,95	938,40	7,50	967,70	24,79	1,9	938,4
SAL-101	35	1127	106	1,5126	0,0238	0,1523	0,0013	0,0724	0,0009	935,50	9,62	913,90	7,38	996,70	25,93	2,3	913,9
SAL-102	8	1483	111	0,3361	0,0065	0,0464	0,0004	0,0508	0,0009	294,20	4,93	292,40	2,56	232,40	39,08	0,6	292,4
SAL-103	9	960	105	0,5618	0,0076	0,0699	0,0006	0,0586	0,0007	452,70	4,95	435,40	3,61	552,90	26,09	3,8	435,4
SAL-104	5	594	50	0,3157	0,0048	0,0418	0,0004	0,0518	0,0007	278,60	3,73	264,20	2,25	275,40	30,97	5,2	264,2
SAL-105	2	771	71	0,7861	0,0185	0,0943	0,0009	0,0602	0,0011	588,90	10,50	581,10	5,14	611,90	40,08	1,3	581,1
SAL-106	18	4336	607	0,9616	0,0512	0,1115	0,0014	0,0711	0,0030	684,10	26,51	681,60	7,98	960,80	84,08	0,4	681,6
SAL-107	6	2509	189	0,3177	0,0051	0,0429	0,0004	0,0512	0,0007	280,10	3,94	270,60	2,32	250,10	32,15	3,4	270,6
SAL-108	1	236	59	0,7954	0,0170	0,0951	0,0009	0,0596	0,0010	594,20	9,62	585,90	5,09	589,20	36,74	1,4	585,9
SAL-109	0	34	0	0,9658	0,0134	0,1096	0,0009	0,0657	0,0008	686,30	6,93	670,70	5,48	795,20	24,90	2,3	670,7

Analysis_#	[Pb] ppm	[U] ppm	[Th] ppm	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord .	Best Age
SAL-110	4	1855	111	0,8177	0,0131	0,0932	0,0008	0,0617	0,0008	606,70	7,33	574,20	4,80	665,00	28,33	5,4	574,2
SAL-115	1	39	5	0,9162	0,0702	0,1078	0,0016	0,0674	0,0041	660,40	37,21	660,00	9,55	851,50	122,23	0,1	660,0
SAL-116	10	1734	177	1,7373	0,0290	0,1649	0,0015	0,0769	0,0010	1022,50	10,75	983,80	8,01	1118,70	25,87	3,8	983,8
SAL-118	0	23	0	1,5752	0,3008	0,1604	0,0042	0,0768	0,0136	960,50	118,60	958,90	23,09	1116,00	316,75	0,2	958,9
SAL-120	0	7	1	0,3810	0,0066	0,0488	0,0004	0,0537	0,0008	327,80	4,83	307,00	2,66	358,90	32,07	6,3	307,0
SAL-121	0	6	0	0,3389	0,0069	0,0467	0,0004	0,0501	0,0009	296,30	5,20	294,40	2,62	197,20	39,14	0,6	294,4
SAL-124	4	1506	110	0,5151	0,0330	0,0685	0,0010	0,0573	0,0032	421,90	22,13	426,90	5,72	502,00	117,14	-1,2	426,9

Analysis_#	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
DE-1	0,3578	0,0043	0,0497	0,0004	0,0517	0,0007	310,60	3,22	312,40	2,28	273,80	29,53	-0,6	312,4
DE-2	0,3834	0,0048	0,0512	0,0004	0,0534	0,0007	329,50	3,53	321,70	2,36	347,00	29,68	2,4	321,7
DE-3	1,3118	0,0206	0,1417	0,0011	0,0692	0,0009	850,90	9,06	854,40	6,13	905,60	27,77	-0,4	854,4
DE-4	0,3077	0,0040	0,0477	0,0004	0,0450	0,0006	272,40	3,12	300,10	2,19	0,10	0,00	-10,2	300,1
DE-5	0,6298	0,0073	0,0805	0,0006	0,0554	0,0007	496,00	4,57	499,00	3,59	429,40	27,41	-0,6	499,0
DE-6	0,3562	0,0044	0,0481	0,0004	0,0525	0,0007	309,40	3,29	303,10	2,24	308,00	29,64	2,0	303,1
DE-7	0,3957	0,0044	0,0526	0,0004	0,0521	0,0006	338,50	3,17	330,60	2,42	289,60	27,70	2,3	330,6
DE-8	0,8510	0,0114	0,1047	0,0008	0,0600	0,0008	625,20	6,26	641,90	4,65	603,60	27,98	-2,7	641,9
DE-9	0,3991	0,0070	0,0556	0,0004	0,0528	0,0009	341,00	5,05	348,60	2,70	318,40	37,16	-2,2	348,6
DE-10	1,6224	0,0212	0,1629	0,0012	0,0732	0,0009	978,90	8,22	972,80	6,86	1019,90	24,67	0,6	972,8
DE-11	0,3737	0,0044	0,0484	0,0004	0,0532	0,0007	322,40	3,26	304,90	2,27	337,60	28,48	5,4	304,9
DE-12	0,3764	0,0046	0,0497	0,0004	0,0522	0,0007	324,40	3,38	312,90	2,34	295,90	29,24	3,5	312,9
DE-13	10,1791	0,1159	0,4420	0,0033	0,1711	0,0019	2451,20	10,53	2359,70	14,95	2568,60	18,51	3,7	2359,7
DE-14	0,3362	0,0045	0,0470	0,0004	0,0518	0,0007	294,30	3,42	295,90	2,24	275,50	31,39	-0,5	295,9
DE-15	0,3499	0,0050	0,0490	0,0004	0,0517	0,0008	304,60	3,79	308,60	2,36	273,00	32,95	-1,3	308,6
DE-16	6,5854	0,0716	0,3825	0,0029	0,1204	0,0014	2057,40	9,58	2088,10	13,55	1961,90	19,78	-1,5	2088,1
DE-17	0,8390	0,0268	0,1062	0,0010	0,0580	0,0014	618,60	14,80	650,80	5,74	528,20	52,94	-5,2	650,8
DE-18	5,1368	0,0620	0,3076	0,0024	0,1187	0,0014	1842,20	10,26	1729,00	11,63	1937,10	20,30	6,1	1729,0
DE-19	0,8646	0,0098	0,1005	0,0008	0,0594	0,0007	632,60	5,34	617,40	4,53	582,20	25,78	2,4	617,4
DE-20	0,4181	0,0050	0,0538	0,0004	0,0544	0,0007	354,70	3,59	337,70	2,55	388,50	28,18	4,8	337,7
DE-21	0,3606	0,0036	0,0469	0,0004	0,0566	0,0007	312,70	2,71	295,30	2,23	476,80	25,44	5,6	295,3
DE-22	0,9212	0,0153	0,1070	0,0009	0,0634	0,0009	663,00	8,06	655,30	5,05	723,10	30,75	1,2	655,3
DE-23	0,3588	0,0050	0,0484	0,0004	0,0533	0,0008	311,30	3,77	304,50	2,37	342,50	31,63	2,2	304,5
DE-24	1,1294	0,0205	0,1274	0,0010	0,0652	0,0010	767,50	9,75	773,10	5,96	781,80	31,32	-0,7	773,1
DE-25	0,9542	0,0163	0,1002	0,0008	0,0686	0,0010	680,30	8,44	615,40	4,80	887,30	30,28	9,5	615,4

Analysis_#	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
DE-26	0,9087	0,0158	0,1084	0,0009	0,0617	0,0009	656,40	8,43	663,50	5,16	664,30	32,01	-1,1	663,5
DE-27	5,7718	0,0720	0,3563	0,0028	0,1168	0,0014	1942,20	10,79	1964,50	13,32	1907,80	20,70	-1,1	1964,5
DE-28	11,4132	0,2071	0,4972	0,0040	0,1705	0,0021	2557,50	16,94	2601,90	17,26	2562,10	19,99	-1,7	2601,9
DE-29	0,3679	0,0044	0,0484	0,0004	0,0529	0,0007	318,10	3,27	304,40	2,36	322,80	28,36	4,3	304,4
DE-30	0,8695	0,0104	0,1014	0,0008	0,0609	0,0007	635,30	5,64	622,30	4,70	633,90	26,13	2,0	622,3
DE-31	7,4049	0,1115	0,4027	0,0032	0,1324	0,0016	2161,60	13,47	2181,30	14,88	2130,00	20,84	-0,9	2181,3
DE-32	0,7449	0,0106	0,0915	0,0007	0,0586	0,0008	565,30	6,17	564,20	4,38	553,50	29,29	0,2	564,2
DE-33	1,6323	0,0333	0,1613	0,0014	0,0730	0,0011	982,70	12,86	964,20	7,58	1014,10	31,04	1,9	964,2
DE-34	4,8285	0,0861	0,3313	0,0027	0,1072	0,0014	1789,90	15,00	1844,70	13,20	1751,90	23,26	-3,1	1844,7
DE-35	12,7726	0,1671	0,5011	0,0040	0,1835	0,0022	2663,00	12,32	2618,30	17,30	2684,50	19,27	1,7	2618,3
DE-36	0,6707	0,0080	0,0806	0,0007	0,0608	0,0008	521,10	4,87	499,70	3,88	632,90	26,27	4,1	499,7
DE-37	0,9107	0,0161	0,1022	0,0009	0,0648	0,0010	657,40	8,54	627,10	5,03	769,10	31,81	4,6	627,1
DE-39	1,7006	0,0251	0,1691	0,0014	0,0732	0,0010	1008,80	9,44	1007,40	7,67	1020,30	26,22	0,1	1007,4
DE-40	0,8306	0,1753	0,1030	0,0035	0,0487	0,0076	613,90	97,21	632,20	20,52	130,90	331,46	-3,0	632,2
DE-41	0,5457	0,0129	0,0716	0,0006	0,0550	0,0011	442,20	8,47	446,00	3,87	411,00	44,63	-0,9	446,0
DE-42	0,8073	0,0207	0,0948	0,0009	0,0620	0,0013	600,90	11,65	584,00	5,14	673,50	43,40	2,8	584,0
DE-43	5,1685	0,1521	0,3241	0,0030	0,1238	0,0020	1847,40	25,04	1809,90	14,48	2012,10	27,99	2,0	1809,9
DE-44	0,8661	0,0142	0,1038	0,0009	0,0610	0,0009	633,50	7,71	636,40	5,14	640,40	31,06	-0,5	636,4
DE-45	5,8971	0,0864	0,3559	0,0030	0,1223	0,0015	1960,80	12,71	1962,70	14,11	1989,70	21,98	-0,1	1962,7
DE-46	0,7045	0,0118	0,0892	0,0008	0,0584	0,0009	541,50	7,01	550,70	4,51	544,10	32,50	-1,7	550,7
DE-47	0,3529	0,0055	0,0479	0,0004	0,0522	0,0008	306,90	4,10	301,40	2,50	292,10	33,45	1,8	301,4
DE-48	0,4187	0,0069	0,0523	0,0005	0,0571	0,0009	355,10	4,90	328,70	2,75	494,80	33,64	7,4	328,7
DE-49	0,3648	0,0060	0,0481	0,0004	0,0540	0,0008	315,80	4,47	302,50	2,55	369,60	34,69	4,2	302,5
DE-51	0,3528	0,0060	0,0480	0,0004	0,0528	0,0009	306,80	4,53	302,10	2,62	318,60	36,70	1,5	302,1
DE-56	6,4703	0,0712	0,3848	0,0033	0,1258	0,0014	2041,90	9,67	2098,50	15,25	2040,10	19,23	-2,8	2098,5

Analysis_#	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
DE-57	0,3694	0,0046	0,0510	0,0004	0,0526	0,0007	319,20	3,43	320,70	2,70	312,20	29,08	-0,5	320,7
DE-59	1,1042	0,0590	0,1258	0,0016	0,0677	0,0026	755,40	28,46	763,60	9,03	860,10	78,14	-1,1	763,6
DE-60	1,9123	0,0353	0,1989	0,0018	0,0748	0,0011	1085,40	12,30	1169,40	9,53	1062,80	28,07	-7,7	1169,4
DE-62	6,2427	0,0709	0,3670	0,0032	0,1256	0,0014	2010,50	9,94	2015,50	14,91	2036,90	19,39	-0,2	2015,5
DE-66	0,3991	0,0066	0,0567	0,0005	0,0521	0,0008	341,00	4,81	355,30	3,11	288,00	35,56	-4,2	355,3
DE-70	0,8675	0,0116	0,1080	0,0010	0,0597	0,0008	634,20	6,32	660,80	5,54	593,90	27,37	-4,2	660,8
DE-71	0,2961	0,0404	0,0423	0,0008	0,0530	0,0070	263,30	31,66	266,90	4,79	328,70	274,41	-1,4	266,9
DE-72	0,3518	0,0062	0,0502	0,0005	0,0522	0,0009	306,10	4,68	315,50	2,83	296,10	37,78	-3,1	315,5
DE-74	0,4049	0,0049	0,0529	0,0005	0,0583	0,0007	345,20	3,56	332,00	2,87	539,80	27,80	3,8	332,0
DE-75	0,4688	0,0215	0,0647	0,0008	0,0566	0,0022	390,40	14,83	404,30	4,85	476,10	83,53	-3,6	404,3
DE-78	1,6719	0,0216	0,1749	0,0016	0,0719	0,0009	997,90	8,22	1039,00	8,56	982,40	24,50	-4,1	1039,0
DE-86	5,1628	0,0722	0,3377	0,0031	0,1164	0,0014	1846,50	11,90	1875,70	14,75	1902,20	21,40	-1,6	1875,7
DE-90	0,3594	0,0072	0,0534	0,0005	0,0517	0,0010	311,80	5,37	335,10	3,12	270,50	42,00	-7,5	335,1
DE-95	0,8490	0,0366	0,1093	0,0013	0,0633	0,0021	624,10	20,12	668,50	7,64	719,00	67,64	-7,1	668,5
DE-96	12,8677	0,2927	0,5185	0,0050	0,1945	0,0025	2670,00	21,43	2692,60	21,02	2780,40	21,29	-0,8	2692,6
DE-101	0,3720	0,0038	0,0523	0,0004	0,0522	0,0006	321,10	2,82	328,50	2,33	294,90	26,78	-2,3	328,5
DE-107	0,3831	0,0310	0,0528	0,0009	0,0509	0,0034	329,30	22,73	331,40	5,24	236,10	148,57	-0,6	331,4
DE-108	0,3748	0,0098	0,0542	0,0005	0,0532	0,0012	323,20	7,26	340,30	2,85	335,50	51,48	-5,3	340,3
DE-109	0,3548	0,0040	0,0502	0,0004	0,0519	0,0007	308,30	3,02	315,80	2,26	282,00	28,44	-2,4	315,8
DE-111	0,5307	0,0586	0,0688	0,0015	0,0666	0,0061	432,30	38,88	428,80	9,05	824,90	179,72	0,8	428,8
DE-115	0,3436	0,0060	0,0502	0,0004	0,0515	0,0009	299,90	4,51	315,80	2,39	261,50	37,82	-5,3	315,8
DE-120	0,3451	0,0053	0,0506	0,0004	0,0530	0,0008	301,10	4,00	318,40	2,36	327,30	34,11	-5,7	318,4
DE-134	0,6921	0,0103	0,0816	0,0008	0,0578	0,0008	534,00	6,17	505,90	5,00	522,20	29,07	5,3	505,9
DE-136	0,4924	0,0359	0,0648	0,0009	0,0547	0,0037	406,50	24,42	404,50	5,57	400,10	146,31	0,5	404,5
DE-137	0,3528	0,0050	0,0476	0,0005	0,0527	0,0007	306,80	3,78	299,90	3,01	314,80	29,91	2,2	299,9
DE-142	0,5379	0,0566	0,0661	0,0011	0,0581	0,0058	437,00	37,36	412,40	6,82	531,10	204,09	5,6	412,4

Analysis_#	207Pb/ 235U	207Pb/ 235U (±1s)	206Pb/ 238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/206Pb	207Pb/206Pb (±1s)	207Pb/235U	207Pb/235U (±1s)	206Pb/238U	206Pb/ 238U (±1s)	207Pb/206Pb	207Pb/ 206Pb (±1s)	% discord.	Best Age
DE-144	0,3331	0,0044	0,0471	0,0005	0,0521	0,0007	291,90	3,36	296,80	2,99	291,70	27,99	-1,7	296,8
DE-145	0,5440	0,0072	0,0678	0,0007	0,0572	0,0007	441,10	4,74	422,90	4,23	500,10	26,91	4,1	422,9
DE-146	1,5837	0,0195	0,1585	0,0016	0,0719	0,0008	963,80	7,68	948,50	9,07	984,10	23,09	1,6	948,5
DE-149	11,3051	0,1950	0,4651	0,0049	0,1745	0,0021	2548,60	16,09	2462,00	21,41	2600,90	19,85	3,4	2462,0
DE-150	0,3618	0,0063	0,0464	0,0005	0,0541	0,0009	313,50	4,72	292,10	3,03	373,80	35,84	6,8	292,1
DE-152	0,3451	0,0055	0,0447	0,0005	0,0540	0,0008	301,00	4,11	282,10	2,91	370,90	32,60	6,3	282,1
DE-157	0,3528	0,0058	0,0463	0,0005	0,0543	0,0008	306,80	4,37	291,50	3,03	381,50	33,74	5,0	291,5
DE-159	0,3511	0,0052	0,0470	0,0005	0,0532	0,0007	305,50	3,88	296,10	3,06	339,00	30,19	3,1	296,1
DE-160	0,8312	0,0230	0,0949	0,0011	0,0620	0,0014	614,30	12,76	584,30	6,40	673,50	47,89	4,9	584,3
DE-161	0,3497	0,0054	0,0449	0,0005	0,0532	0,0008	304,50	4,07	283,10	2,94	335,90	31,67	7,0	283,1
DE-162	0,9460	0,0627	0,1118	0,0017	0,0654	0,0037	676,00	32,71	683,20	9,59	788,10	114,35	-1,1	683,2
DE-163	0,3442	0,0059	0,0432	0,0005	0,0552	0,0009	300,40	4,44	272,40	2,87	421,70	34,27	9,3	272,4
DE-165	0,4186	0,0096	0,0551	0,0006	0,0539	0,0011	355,00	6,85	345,80	3,76	368,30	45,56	2,6	345,8
DE-167	0,3284	0,0057	0,0435	0,0005	0,0530	0,0008	288,30	4,35	274,60	2,91	327,60	35,48	4,8	274,6
DE-169	0,3597	0,0063	0,0461	0,0005	0,0554	0,0009	312,00	4,67	290,30	3,08	426,90	34,37	7,0	290,3
DE-170	0,7121	0,0291	0,0949	0,0012	0,0566	0,0019	546,00	17,28	584,50	7,10	474,80	74,65	-7,1	584,5
DE-173	0,3826	0,0056	0,0513	0,0006	0,0539	0,0007	328,90	4,12	322,70	3,38	368,10	29,81	1,9	322,7

AUTEUR : Juliette Rat

TITRE : Évolution du contenu détritique sédimentaire au cours d'un cycle orogénique

DIRECTEUR DE THESE : Frédéric Mouthereau et Stéphanie Brichau

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le lundi 11 février 2019

RESUME

Les sédiments reflètent l'évolution des processus de surface résultant des interactions entre tectonique et climat. Cette thèse est focalisée sur le nord de l'Ibérie, qui enregistre les différentes étapes du cycle alpin. Elle a pour but, au travers d'une étude combinée thermochronométrique basse température, de retracer l'évolution du contenu détritique du rifting, à la surrection de la chaîne jusqu'à la destruction de celle-ci.

En premier lieu, une approche locale nous permet de contraindre l'évolution tectono-thermale et détritique sur les derniers 100 Ma d'un ancien bassin du système de rift ibérique : le bassin de Cameros. En second temps, une étude étendue à l'échelle du bassin de l'Èbre explore les biais de la thermochronologie détritique basse température sur le signal source grâce à de nouvelles données pétrographiques et géochronologiques. Enfin, l'ensemble des résultats est intégré dans une proposition de reconstruction de la paléogéographie de l'Ibérie, de l'Oxfordien au Miocène supérieur.

MOTS-CLÉS : Ibérie, thermochronologie, cycle alpin, source to sinks, bassin sédimentaire

ABSTRACT

Surface processes changes resulting from tectonics and climate interactions are potentially preserved by the sedimentary record. Here we focus on the North Iberian plate, which records each phases of the alpin cycle. In order to study the detrital content evolution from rifting to mountain formation we use a combination of low temperature thermochronometers. First, results allow us to constrain the tectono-thermal and detrital histories of the Cameros inverted mesozoic rift basin over 100 Ma. Then, new thermochronological, petrological and geochronological data lead us to extend this observation at the Ebro basin regional scale and to explore the detrital thermochronology potential bias on the source signal. Finally, these results are integrated into a reconstruction proposal of the Iberian paleogeography, from the Oxfordian to the late Miocene.

KEYWORDS : Iberia, thermochronology, alpin cycle, source to sinks, sedimentary basin

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

Géosciences Environnement Toulouse, 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse