



Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux Montaigne

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

**Evolution sédimentaire, structurale et thermique
d'un rift hyper-aminci : de l'héritage post-hercynien
à l'inversion alpine
Exemple du bassin de Mauléon (Pyrénées)**

présentée par Nicolas Saspiturry

Soutenue le 20 décembre 2019

devant le jury composé de :

Philippe **Razin** (Pr. ENSEGID – Bordeaux INP)

Nicolas **Bellahsen** (MCF, HDR. iSTeP – Sorbonne Université)

François **Guillocheau** (Pr. Géosciences-Rennes – Université Rennes 1)

Yves **Lagabrielle** (CNRS. Géosciences-Rennes – Université Rennes 1)

Laurent **Jolivet** (Pr. iSTeP – Sorbonne Université)

Josep Anton **Muñoz** (Pr. – Universitat de Barcelona – España)

Olivier **Serrano** (Dr. – BRGM)

Thierry **Baudin** (Dr. – BRGM)

Philippe **Crumeyrolle** (Dr. – TOTAL)

Directeur de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Invité

Invité

Invité

Résumé étendu

La compréhension des processus relatifs à l'hyper-amincissement de la croûte continentale et à l'exhumation du manteau a connu un essor significatif dans les dernières décennies du fait de l'interprétation de données de sismique pétrolière le long des marges passives actuelles telles que les marges atlantiques. Cependant, leur faible accessibilité nécessite d'analyser ces processus au sein de systèmes fossiles tel que les Alpes ou les Pyrénées. Ces chaînes de montagnes résultent de l'inversion de systèmes de rift hyper-étirés dont les reliques ont été portées à l'affleurement au cours de l'orogénèse alpine. Bien que la géométrie de ces systèmes extensifs fossiles ait été récemment étudiée, de nombreuses questions subsistent : (1) Quel est le rôle de l'héritage prerift et synrift au cours de la formation et de l'inversion d'un système de rift hyper-étiré ? (2) En quoi les zones de transferts, obliques par rapport à la direction générale du système hyper-extensif, impactent-elles la géométrie du rift et de l'orogène ? (3) Comment évolue le gradient thermique d'un système de rift hyper-étiré en 3D, de la phase de rifting à celle post-compressive ? En ce sens, l'étude du bassin de Mauléon, dans les Pyrénées nord-occidentales, a permis d'appréhender l'évolution tectono-sédimentaire et thermique d'un rift hyper-aminci de son héritage pré-extensif à son inversion (cycle complet de Wilson). Pour répondre à ces questions, cette étude se base sur une approche pluridisciplinaire intégrant: (1) un travail de terrain le long de la marge ibérique inversée du bassin de Mauléon et sur les zones de transferts segmentant son domaine hyper-étiré (12 mois, ~ 2500 points d'observation), (2) l'interprétation de données de subsurface provenant de 64 puits et de 750 km de lignes sismiques, (3) 170 données de pic de température Raman sur 68 échantillons de terrain et 102 échantillons de forage, (4) un modèle thermique numérique simplifié visant à reproduire l'histoire thermique du bassin de Mauléon au cours des 120 derniers millions d'années et (5) un modèle 3D du bassin de Mauléon utilisant un algorithme de modélisation implicite implémenté dans le logiciel GeoModeller du BRGM.

Les résultats obtenus sur le bassin permien de Bidarray et le dôme granulitique de l'Ursuya, situés sur la bordure occidentale du bassin de Mauléon, reflètent le passage de la convergence N-S enregistrée dans la zone axiale pyrénéenne de 310 à 290 Ma à une phase d'extension E-W prenant place entre 290 et 275 Ma. Cette interprétation suggère que la croûte continentale de l'avant-pays de la chaîne varisque est restée chaude et partiellement fondue au cours de l'extension permienne dans les Pyrénées occidentales. Cet épisode confère un héritage thermique (gradient anormalement élevé), structural (déformation cassante N20° localisée dans la croûte supérieure et croûte continentale amincie) et rhéologique (granulites et migmatites exhumées en position de croûte supérieure) complexe à la lithosphère des Pyrénées occidentales.

La préservation des traits structuraux et paléogéographiques permo-triasiques, le long de la zone de transfert de Pamplona, rend impossible la réalisation d'un quelconque mouvement décrochant sénestre de direction E-W au cours du mésozoïque entre les plaques ibérique et européenne dans cette partie des Pyrénées occidentales. Ceci questionne donc la dynamique d'ouverture du système de rift nord-pyrénéen au Crétacé, dont la géométrie générale était interprétée comme le résultat de ce décrochement de grande ampleur. La structuration transverse de direction N20°, héritée du Permien, contrôle l'ouverture du système de rift créacé. A petite échelle les zones de transfert crustales influencent l'émergence des systèmes diapiriques et contrôlent les dépôt-centres synrifts, à la fois dans le bassin de Mauléon et dans le bassin d'Aquitaine. A plus grande échelle, les zones de transferts lithosphériques de Pamplona et du Barlanès sont respectivement responsables du décalage vers le sud de l'axe du rifting mésozoïque entre le bassin de Mauléon et le bassin Basque-cantabre et de la dénudation locale du manteau sous-continentale dans le secteur d'Urdach.

Au cours de la phase orogénique alpine, le bassin de Mauléon est inversé en un « pop-up » d'échelle lithosphérique dont la géométrie est contrôlée à la fois par l'héritage structural permien et créacé. En nord-sud (2D), la réactivation des structures héritées du rifting créacé entraîne la formation d'un « pop-up » crustal dont les bordures accommodent la même quantité de raccourcissement, mais présentent des styles de réactivation tectonique différents, localisé (marge

ibérique : réactivation du détachement de Lakhoura) ou distribué (marge européenne : écaillage de la croûte et formation du système de chevauchement frontal nord pyrénéen). La convergence se poursuivant, les chevauchements de Gavarnie et de Guarga participent à l'empilement de nappes crustales formant l'antiforme de la Zone Axiale, au sein d'un pop-up d'échelle lithosphérique. La protubérance mantélique héritée de la phase de rifting crétacée est accentuée par ce style d'inversion et empêche l'inversion complète du rift de Mauléon. En 3D, les systèmes de chevauchement N120° de Lakhoura et du chevauchement frontal nord pyrénéen sont composés de plusieurs segments délimités par les zones de transferts N20° héritées du Permien. Ces segments de chevauchement antithétiques se branchent sur les zones de transferts, définissant un système en « tiroirs » permettant la fermeture progressive de l'ancien domaine de rift. La zone de transfert lithosphérique de Pampelune joue le rôle de buttoir bloquant la déformation à l'ouest et la propageant vers l'est. Ce mode de déformation compressif est responsable du caractère non cylindrique des structures de la zone-pyrénéenne résultant de l'inversion alpine du bassin de Mauléon.

Cet héritage complexe et polyphasé contrôle de manière significative l'évolution thermique synrift à post-collisionnelle du bassin de Mauléon. Les paléo-gradients géothermiques synrifts anormalement élevés coïncident avec le domaine hyper-étiré du bassin de Mauléon. Ils augmentent de manière centripète et graduelle depuis les marges proximales (~ 34°C/km) jusqu'au domaine hyper-étiré (~ 57-60°C/km). La température maximale atteinte par les séries prérifts à synrifts est contrôlée à la fois par l'enfouissement et par le flux thermique arrivant en base du domaine hyper-étiré. Ce dernier a été estimé, par modélisation thermique, à 100 mW.m⁻² pour un gradient de 60°C/km.

Au cours de l'orogénèse alpine, les isothermes hérités de la phase de rifting crétacée ont été déformés et plissés au sein du « pop-up ». Le long de la marge européenne, les isothermes liés à la phase de rifting ont été préservés et transportés sur la marge proximale tandis que la marge ibérique enregistre une thermicité syn à post-collisionnelle. La différence de réponse thermique de part et d'autre du « pop-up » de Mauléon est directement liée au style de déformation au cours de l'inversion pyrénéenne, lui-même conditionné par l'héritage structural crétacé. La marge ibérique est affectée par une déformation pyrénéenne de type « thick-skin », induisant une augmentation du gradient géothermique. Au contraire, le domaine hyper-étiré du bassin de Mauléon et sa marge européenne sont caractérisés par une décroissance du gradient géothermique depuis l'amorce de la compression pyrénéenne jusqu'à nos jours, comme en témoigne le gradient actuel mesuré dans les puits ~ 25.0 ± 2.7°C/km. Ce faible gradient s'explique par une épaisseur crustale faible à moyenne (de 5 à 25 km), autrement dit par la présence d'un manteau sous-continentale à faible profondeur hérité de la phase d'hyperextension crétacée. En 3D, les zones de transferts N20° héritées du permien segmentent à la fois la thermicité synrift dans le domaine hyper-étiré et la thermicité post-collisionnelle de la zone axiale des Pyrénées sous les unités chevauchantes de la marge sud du bassin de Mauléon.

L'étude tectono-sédimentaire des bassins mésozoïques de Mauléon, Arzacq et Tartas (cf. chapitre. 3), couplé à un travail de synthèse bibliographique sur les bassins mésozoïques de Parentis, du domaine Basque-cantabre, de Caméros, de Columbrets et de la zone nord pyrénéenne centrale et orientale a mis en évidence les nombreuses différences entre la structure et l'évolution de ces bassins et ceux des marges passives hyper-étirées de type atlantique. Ils ont récemment été définis comme des « smooth-slope type extensional basins », et diffèrent des marges passives hyper-étirées de type atlantique par l'absence de bloc basculés et un amincissement à dominante ductile de la croûte continentale dans le domaine hyper-étiré. Ces bassins présentent néanmoins des similitudes :

- (1) ils résultent de l'hyper-extension au cours du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur d'une croûte continentale préalablement amincie entre le Permien et le Jurassique;
- (2) ils sont caractérisés par une importante épaisseur de série prérift à synrift, un paléo-gradient géothermique et/ou un flux de chaleur mantélique synrift élevé responsable d'un métamorphisme HT/BP des sédiments en base de bassin ;
- (3) leur domaine hyper-aminci coïncide généralement, dans certains secteurs peu raccourcis, avec une anomalie gravimétrique positive illustrant la présence du manteau sous-continentale à faible profondeur ;

- (4) dans le domaine hyper-étiré, la croûte inférieure est très fine ou absente ;
- (5) ils présentent une géométrie sensiblement symétrique ;
- (6) la déformation extensive est découplée entre la croûte supérieure et la couverture pré-rift du fait de la présence d'un épais niveau évaporitique du Trias supérieur ;
- (7) leur ouverture s'accompagne d'un glissement gravitaire de la couverture pré-rift sur ce niveau de décollement triasique ;

Ces bassins subissent une évolution extensive commune, polyphasée et synchrone. Ils peuvent être classés en fonction du taux d'amincissement de la croûte continentale, suivant un ordre de maturité du système extensif, du moins aminci au plus aminci : (1) bassin de Tartas, (2) bassins de Arzacq, Colombrets et Camèros, (3) bassin de Parentis, (4) bassins Basque-cantabre et de Mauléon, (5) bassins de la zone interne métamorphique des Pyrénées centrales et orientales. Trois grandes phases d'amincissement ont pu être interprétées de manière à rendre compte de la complexité géométrique et de l'amincissement crustal de ces bassins rift.

Dans les premiers stades d'amincissement de la croûte continentale, la déformation extensive est contrôlée par la présence de deux niveaux de découplage/décollement non connectés correspondant à la croûte moyenne et aux évaporites du Trias supérieur. Le premier permet un découplage de la déformation entre la croûte supérieure et inférieure, tandis que le second permet le découplage de la déformation entre la croûte supérieure et les séries sédimentaires mésozoïques. L'amincissement ductile de la croûte inférieure, sans déformation cassante significative dans la croûte supérieure, s'accompagne de la formation d'un bassin de rift symétrique de type sag. Au cours de cette étape, le profil de dépôt entre les marges et l'axe du bassin est relativement symétrique et peu profond comme en témoigne le développement de plateformes carbonatées et l'absence de dépôt turbiditique. Au fur et à mesure de l'extraction latérale de la croûte inférieure (amincissement), les bordures du rift s'inclinent en direction du bassin provoquant le glissement de la couverture pré-rift. Des plis et des diapirs accompagnent ce glissement de couverture. Ce décollement entraîne une dénudation des marges proximales du rift. Après cette dénudation de la croûte supérieure et la soustraction tectonique de la croûte inférieure, les marges proximales subissent une déformation fragile tandis que le futur domaine hyper-étiré enregistre un amincissement ductile de la croûte supérieure engendrant la formation d'un rift sensiblement symétrique. Cette différence de style de déformation entre les marges et le domaine central est directement liée à l'augmentation de la température dans la partie axiale la plus profonde du bassin. Celle-ci est due à l'enfouissement de la croûte continentale du domaine hyper-étiré sous une série sédimentaire synrift épaisse, et à un flux thermique anormal au cœur du bassin. Au cours de cette phase ultime d'hyperextension, la subsidence au centre du bassin est accrue. Le profil de dépôt s'incline de manière significative. Les pentes sédimentaires deviennent plus abruptes et une importante sédimentation gravitaire se met en place dans le bassin profond. La sédimentation contrôle donc très clairement le style de déformation extensive le long de ce type de système hyper-étiré qui nécessitent à la fois un niveau de décollement évaporitique pré-rift et une importante épaisseur de séries sédimentaires synrifts pour se développer.